Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 129. No. 2.



A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 1999

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 129. No. 2.

Budapest

ISSN 0015-542X

Támogatók

MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest
Magyar Földtanért Alapítvány
Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetsége
Kőolajkutató Rt., Szolnok
Primagáz–Hungária Rt., Budapest
Rotary Fúrási Rt., Nagykanizsa

Sponsors

MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest
Foundation for the Geology of Hungary
Federation of Technical and Scientific Societies, Hungary
Drilling Contractor and Service Co. Szolnok
Primagáz Hungária Industrial Co. Budapest
Rotary Drilling Co., Nagykanizsa

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS 1443 Budapest, P.O. Box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest).

Földtani Közlöny 129/2, 159–178

Néhány tafonómiai megfigyelés magyarországi felső-miocén Soricidae (Mammalia) maradványokon

Taphonomical observations on Late Miocene Soricids (Mammalia)

MÉSZÁROS Lukács[1]

(11 ábra, 1 táblázat)

Key words: taphonomy, Soricidae, Upper Miocene

Tárgyszavak: tafonómia, Soricidae, felső-miocén

Abstract

15 shrew species with more than 8000 specimens were identified from 10 Hungarian Upper Miocene (Vallesian and Turolian = Pannonian and Pontian, cca. 11-5.5 myr) localities (Alsótelekes, Rudabánya, Sümeg, Csákvár, Tardosbánya, Széchenyi Hill, Egyházasdengeleg, Polgárdi 2., 4., 5.) However, except for the recent excavations of the Rudabánya hominoid localities, there were no taphonomical studies during the collecting work, we can find some taphonomic features on the remains in themself.

The Rudabánya and Alsótelekes Soricids deposited by water into a lake or a swamp, but the intense breakage pattern of the Alsótelekes sample could have been caused by long fluviatile transport before the lacustrine accumulation, while the Rudabánya shrews could have died by, or in the swamp. The animalian transport played important part in the accumulation of the Sümeg, Csákvár and Széchenyi Hill material, but some of the Csákvár remains were transported also by water. The exceptionally rich and well preserved Polgárdi bones and teeth was deposited by a pit-fall accumulation. The taphonomy of the Tardosbánya soricids is somewhat more complex, there could have been a pit-fall accumulation, transport by predators as well as a water-transport here.

Manuscript received: 29 06 1998

Összefoglalás

10 magyarországi felső-miocén (vallesi és turoli, kb. = pannon és pontusi, 11–5,5 millió év) fosszílialelőhely (Alsótelekes, Rudabánya, Sümeg, Csákvár, Tardosbánya, Széchenyi-hegy, Egyházasdengeleg, Polgárdi 2., 4., 5.) anyagából összesen 15 Soricidae faj több, mint 8000 példányát sikerült azonosítani. Bár a gyűjtés során – Rudabánya kivételével – nem végeztek tafonómiai felméréseket, a cickány maradványok nyújtanak némi információt a felhalmozódás körülményeiről.

Rudabánya és Alsótelekes cickányait valószínűleg víz szállította a mocsári, ill. tavi felhalmozódás helyére. A sümegi, csákvári és széchenyi-hegyi anyag felhalmozásában nagy szerepet játszottak a ragadozók, de a csákvári maradványok akkumulációjához a víz is jelentős mértékben hozzájárult.

[1] Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék, H-1083 Budapest VIII. Ludovika tér 2.

Az egyházasdengelegi Soricidae fogakat a folyóvíz hosszan sodorta magával, mielőtt az üledékkel együtt lerakta őket. A szinte kizárólag fosszilis csontokkal kitöltött polgárdi karsztüregek természetes csapdaként működtek, amelyekbe nagyrészt élve hullottak be az állatok. Tardosbánya tafonómiája összetettebb, itt a csapda-felhalmozódás, a ragadozók által történő összehalmozás és a víz által végzett transzport egyaránt szerepet játszhatott.

Bevezetés

A fosszilis gerincesek tafonómiájának módszertanát a paleontológusok részben az archeológusoktól tanulták el. A régészet mindig nagy súlyt fektetett az emberi élőhelyeken talált állati csontok tanulmányozására. Ezen csontok felhalmozódási körülményei igen hasznos információkat nyújthatnak az adott társadalomról vagy embercsoportról. Nem mindegy például, hogy az emberrel együtt talált állatot az ember fogyasztotta táplálékként, vagy fordítva történt, esetleg mindketten egy harmadik állat prédái voltak (gondoljunk az "osteodontokeratikus kultúra" esetére). A régészek elsősorban emlős állatok csontjait vizsgálták, hiszen az ember a történelem során ezekkel volt a legszorosabb kapcsolatban.

A Vertebrata maradványok tafonómiájával paleontológiai szempontból legújabban ANDREWS (1990, 1992, 1995) és LYMAN (1994) foglalkozott részletesebben. Munkáikban a barlangi kisemlős faunák vizsgálatának kitüntetett szerepe van, mert – azon kívül, hogy a kutatáshoz bőséges anyag áll rendelkezésre – az ilyen csontok különleges és változatos módon halmozódhatnak össze. A barlangok fedett volta miatt a maradványok igen védettek, így felhalmozódásuk után már nem szenvednek degradációt, tehát az elpusztulás és a felhalmozódás közti történetük nyomai jól megőrződnek. A barlangi mintákban a cickányok (Soricidae) nagy gyakorisággal vannak jelen. A tavi-mocsári üledékek kisemlősei csak a felhalmozódás körülményeiben különböznek az előzőektől, a pusztulás és az akkumuláció közti időszakot tekintve hasonlóak azokhoz.

A Soricidae maradványok tafonómiája

Az emlős tafonómiában leginkább a következőket kell figyelembe vennünk:
- a csontok rendszertani besorolása és anatómiai helyzete;
- a csontok térbeli helyzete (a főbb mérési pontok térbeli koordinátáit műszerrel határozzák meg, ezeket számítógépre viszik, amely egységes térbeli modellt hoz létre a lelőhelyen talált csontok egymáshoz viszonyított térbeli helyzetéről);
- a csontok száma, térbeli sűrűsége, minimum egyedszám;
- méretbeli osztályozottság;
- modifikációk (törési mintázat és felületi módosulások).

A kisemlősök tafonómiájában a törési mintázat és a felszíni módosulások a legfontosabbak. A ritkán látható irányítottságból a áramló vízben történt leüle-

pedésre, esetleg a barlangon belüli áthalmozódásra következtethetünk. Az egyedsűrűség utalhat a felhalmozódás módjára.

A továbbbiakban tekintsük át azokat a modifikációs lehetőségeket, amelyek a cickány maradványok szempontjából különösen fontosak. Modifikációk alatt azokat a nyomokat értjük, amelyek a maradványon az állat pusztulása és a fosszilizáció közötti időben keletkeztek. Az elsődleges modifikációk az állat elpusztulása közben, a másodlagosak a pusztulás és a betemetődés között, a harmadlagosak pedig a betemetődés után jöttek létre.



1. ábra. Teljesen ép mandibula, csapda-felhalmozódás, Polgárdi (A vízszintes vonal minden ábrán 1 mm-t jelöl.)

Fig. 1 Complete, well-preserved mandible from pit-fall accumulation, Polgárdi (Horizontal bar represents 1 mm in all figures)

Elsődleges modifikációk

Természetes elhullás

A cickányoknál a legritkább esetben fordul elő, hogy öreg korukban, természetes halállal múlnak ki. Leggyakrabban valamilyen ragadozó áldozataivá válnak, ami igen sok nyomot hagy a csontokon. A ritka természetes elhullás esetén a tetemet szinte mindig dögevő állatok falják fel, és ez szintén modifikációkat jelent. Ezért, ha a csontokon nem látszik felszíni módosulás, az valamilyen különleges tényezőre utal (*1–2. ábra*).

Legépebbek akkor maradnak, ha a természetes úton elpusztult állatot ásó bogarak a föld alá temetik és petéket raknak beléjük. A kifejlődő lárvák csak a lágy szöveteket fogyasztják, a szilárd vázban nem tesznek kárt. Ilyen esetekben azonban a talajjal fedett csontok csak komoly üledékáthalmozódás útján kerülhetnek karsztüregbe vagy más szárazföldi üledékgyűjtőbe. Ugyanilyen okokból ritkák a barlangi vagy édesvízi üledékekben a katasztrofális események által élve eltemetett állatok maradványai.

A kisemlősökkel végezhet a víz is. Főleg rágcsálóknál fordul elő, hogy a hirtelen esőzések és áradások hatására vackaikban rekednek és megfulladnak.



2. *ábra.* Emésztetlen mandibula. A karsztüregen belüli áthalmozódás következtében hiányzik a ramus mandibulae. Csapda-felhalmozódás, Polgárdi

Fig. 2 Nearly complete mandible from pit-fall accumulation, Polgárdi. The ascending ramus is broken by the reworking of bones in the karstic fissure

A cickányok inkább a megáradó vízfolyásokba vesznek és így rögtön a karsztüregekbe, mocsarakba vagy tavakba sodródhatnak.

Egy újabb lehetséges eset, hogy az állatok valamilyen természetes csapdába (gödör, víznyelő, stb.) esnek. Ily módon a cickányok gyakran pusztulnak el, mert

- kis látóterük miatt nem látják meg a csapdákat;
- mire megtalálnák a kivezető utat, gyors anyagcseréjük miatt elpusztulnak;
- nem tudnak ugorva kimenekülni az üregből;
- túlságosan alacsony életkort élnek meg (a fiatal állatok ugyanis gyakrabban esnek csapdába, az idősek pedig, amelyeknek volt idejük megismerni a terepet, szinte soha.)

Az ilyen, úgynevezett "csapda-felhalmozódások" nagy jelentőségűek a paleontológus számára. A természetes csapdákba ugyanis a cickányok válogatás nélkül potyognak be, tehát az ásatás során nyert minta (statisztikusan nagy példányszám esetén) pontosan tükrözi az adott área "Soricidae spektrumát". Az így pontosan felmérhető cickány fauna alcsaládi, illetve faji összetétele hasznos információkat szolgáltathat a terület paleoökológiai viszonyairól.

Ragadozók által okozott modifikációk

A barlangi üledékekben előforduló cickánymaradványok nagy száma általában annak köszönhető, hogy a ragadozók egy helyre hordják össze őket. Ez a hely lehet maga a barlang, vagy egy ahhoz közeli hely, ahonnan a csontok rövid szállítás után a fosszilizáció helyére kerülnek. A ragadozókat tafonómiai szempontból a következő módon érdemes osztályozni:

1. baglyok (éjszakai ragadozó madarak)
2. nappali ragadozó madarak
3. ragadozó emlősök
4. ragadozó hüllők

1. *A baglyok* általában éjszaka vadásznak, csak néhány faj aktív világosban is. Ezek tehát csak a Soricinae alcsalád tagjait ejthetik zsákmányul, amelyek

éjjel-nappal táplálék után járnak, szemben a csak nappal aktív Crocidurinaekkel. Ha az utóbbiak nagy számban fordulnak elő egy lelőhelyen, akkor biztos, hogy a faunát nem csak baglyok halmozták össze. A baglyok egészben nyelik le a cickányokat, ritkább esetben előbb letépik a fejüket. A zsákmány megragadása és a fej letépése kevés, de jellegzetes sérülést okoz a koponya és az állkapocs csontjain. A ramus mandibulae lateralis felszínén pl. gyakran lyukak láthatók. Mivel ezek a ragadozók a csontokat és a szőrt köpetek formájában eltávolítják a gyomrukból, a fogak zománca alig degradálódik, a csontok csak kissé emésztődnek meg. Az emésztettség a fossa temporalis interna és az alveolusok peremén látható. A foggyökerek részlegesen feltárulnak, emiatt egyes fogak ki is eshetnek. A gyomorsav a fog felszínét jellegzetesen a zománc-dentin határon kezdi ki. A csöves csontok epiphysisén néhány, sav által mart mélyedés található.

2. *A nappali ragadozó madarak* (héják, ölyvek, vércsék, stb.) zsákmányai közt mindenféle cickányok előfordulnak. A madarak fán ülve karmaikkal fogják és csőrükkel tépik a tetemeket. Ez sokkal intenzívebb roncsolást okoz a csontokon, mint a baglyok táplálkozása. Ilyenkor a leggyakoribb modifikáció a fossa temporalis interna lateralis falának átszakadása, illetve a processus coronoideus, vagy az egész ramus mandibulae letörése. Az előrenyúló alsó metszőfog miatt igen hosszú corpus mandibulae anterior része – az incisivussal és az antemolarisokkal együtt – szintén hiányozhat. Emésztésük jelentősen megbontja a csontokat és a fogzománc jelentős részét eltávolítja a dentinről. A csöves csontok epiphysisét teljesen elboríthatják a degradációs nyomok.

3. *A ragadozó emlősök* okozzák a legintenzívebb törési mintázatot (3–4. *ábra*). A szó szoros értelmében ugyan nem rágják meg a prédát, de fogaikkal összeroppantják a csontokat. Emésztésük a fogzománcot szinte teljesen lebontja, de a dentin őrzi a fog alakját.

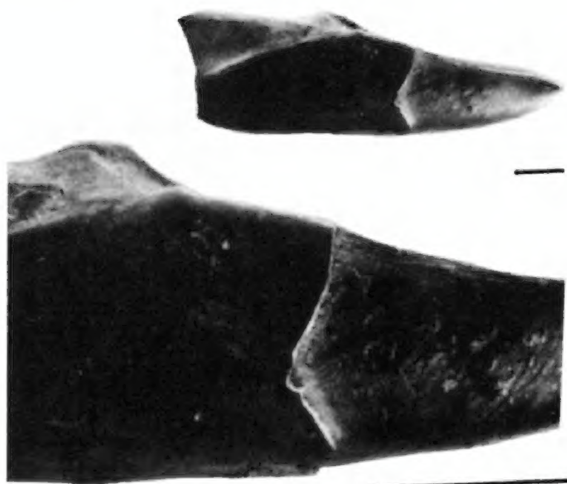
4. *A ragadozó hüllők* egészben nyelik le áldozataikat, ezért a legkevesebb sérülést okozzák. Ezzel szemben emésztésük olyan hatékony, hogy a csontokat teljesen lebontja. A zománcot megemésztik, a fogból csak alaktalan dentintömeg marad.

Másodlagos modifikációk

Természetes lebontás

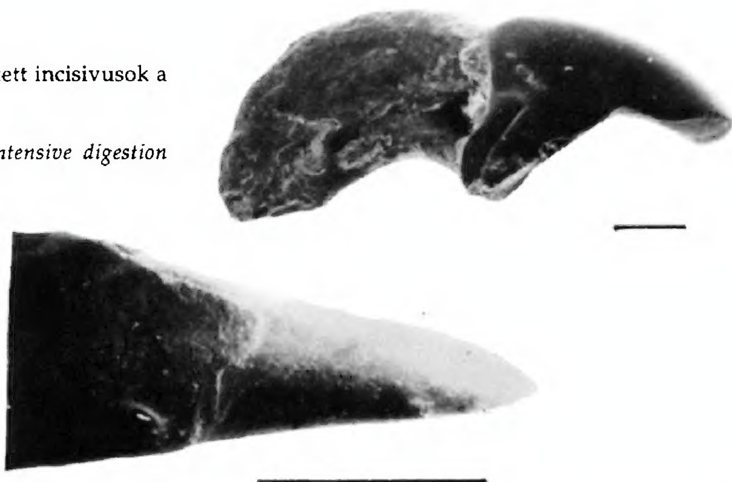
Mint ahogy arról korábban már esett szó, a természetes halállal elhullott állatok tetemeit gyakran dögevők fogyasztják el. A nagyobb méretű dögevők ugyanolyan nyomokat hagynak, mint a ragadozók. Érdekes azonban, hogy maguk a cickányok is megrághatják más állatok csontjait, jellegzetes, párhuzamos barázdákat okozva, amelyek a viszonylag erőteljes felső metszőfogaktól származnak.

Ha a tetemet valamiért mégsem fedezik fel a dögevők, akkor a lágytest – a klimatikus viszonyoknak megfelelően – a baktériumok és a gerinctelen állatok közreműködésével 1–2 hét alatt lebomlik. Ha a csontváz ezután is ki van téve



3. *ábra*. Erősen emésztett alsó incisivus Széchenyi-hegyről

Fig. 3 Lower incisor with intensively digested enamel from Széchenyi Hill



4. *ábra*. Erősen emésztett incisivusok a sümegi mintából

Fig. 4 Incisors with intensive digestion from the Sümeg sample

a lebontási folyamatoknak, az időjárás jól látható nyomokat hagy rajta és megrághatják olyan rovarok, amelyek a farontó bogarak járataira emlékeztető mintázatot okoznak. Ez a rágásnyom azonban ritkán marad ránk, mert amelyik csont ilyen sokáig a felszínen volt, az valószínűleg teljesen lebomlik és nem fosszilizálódik. A cickányok csontjai egy éven belül eltűnnek, ha a felszínen maradtak. Mindez természetesen érvényes a ragadozók által felfalt állatok földfelszínre hullatott csontjaira is, ha nem kerülnek hamar a megmaradást és a fosszilizációt biztosító barlangi környezetbe (barlangi, vagy barlangközeli életmódot folytató ragadozók), vagy nem jutnak szinte szállítás nélkül édesvízi üledékgyűjtőbe (vízparti ragadozók).

Állati taposás

Ha a maradványokat más, nagyobb állatok tapossák szét, a koponyák rendszerint összeroppannak, a csontok élesen törnek. A fogak kipotyognak a mandibulákból és a maxillákból. A maradványokon jellegzetes karcolások láthatók, amelyeket azok a kövek okoztak, amelyeken széttaposták őket. További jellegzetes következmény, hogy a csontok egymástól szétszóródnak. Annak, hogy a maradványok taposáson estek át, legbiztosabb jele, ha nagy számban találunk különálló, de emésztetlen fogakat a mintában.

Ideiglenes betemetődés

Ritkán, de előfordulhat, hogy a csont a talajba kerül, mielőtt áthalmozódással végleges helyére, a karsztüregbe jutna. Ilyenkor a talajban növekvő gyökerek kisebb-nagyobb, elágazó és kanyargós barázdákat hagynak rajtuk.

Az időjárás hatásai

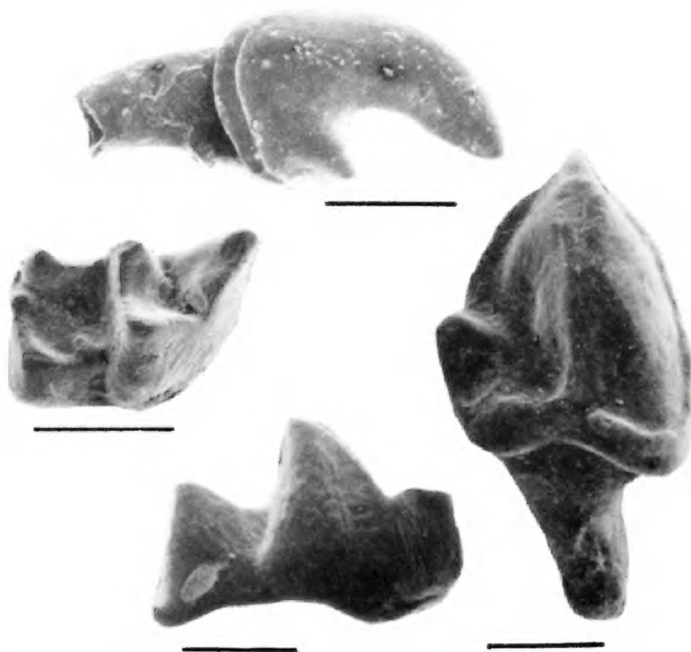
Ha az időjárásnak kitett csontok nem bomlanak le teljesen, hanem néhány hónapon belül a fosszilizáció helyére szállítódnak, a modifikációk emlékeztetnek az emésztés okozta degradációra, de a sérülések sokkal apróbbak és sűrűbben helyezkednek el.

Szállítás

A ragadozó és dögevő állatok karsztüregekben lakhatnak, ilyenkor közvetlenül oda hordják össze a kisemlősök csontjait. Előfordulhat, hogy baglyok alvófái vannak a bejárat előtt, és a köpetek egyenesen a barlangba hullanak. Erre a kisemlős csontok koncentrált jelenléte utalhat. Legtöbbször azonban a csontok valamilyen szállítási folyamat révén kerülnek a fosszilizáció helyére. A szállító közeg elsősorban víz. A törékeny cickány csontok komoly sérüléseket szenvednek, miközben a víz kövekkel együtt görgeti őket. A keletkező modifikációk csaknem olyanok, mint az állati taposások nyomai, de itt a csontok nem forgácsolódnak szét teljesen, a fogak gyakran a maxillákban és mandibulákban maradnak. A hosszú csontokon látható karcolások párhuzamosak, mert a víz jellegzetes helyzetben képes magával sodorni őket (*5–9. ábra*). A szállítás okozta karcolások összetéveszthetők a száradás okozta repedésekkel, amelyek arra utalhatnak, hogy a fog a fosszilizációt megelőzően hosszabb időt töltött a szabad levegőn. Utóbbiak azonban nagyobb mélységük alapján scanning elektronmikroszkóppal jól azonosíthatók (*10. ábra*).

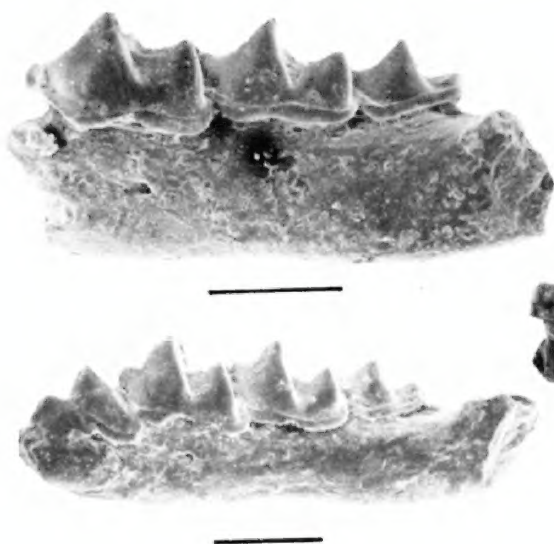
Harmadlagos modifikációk

A barlangba került és üledékkel betakart cickány maradvány teljesen védett helyen van, mechanikai sérülést valószínűleg már nem szenved. Mielőtt azonban az üledéket átjáró ásványtartalmú oldatok hatására fosszilizálódik, ki van



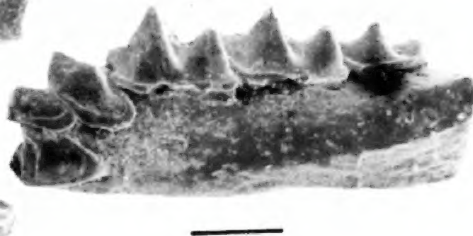
5. ábra. Vízi szállítás vagy állati taposás következtében a maxillából, illetve a mandibulából kihullott, emésztetlen fogak Tardosbányáról

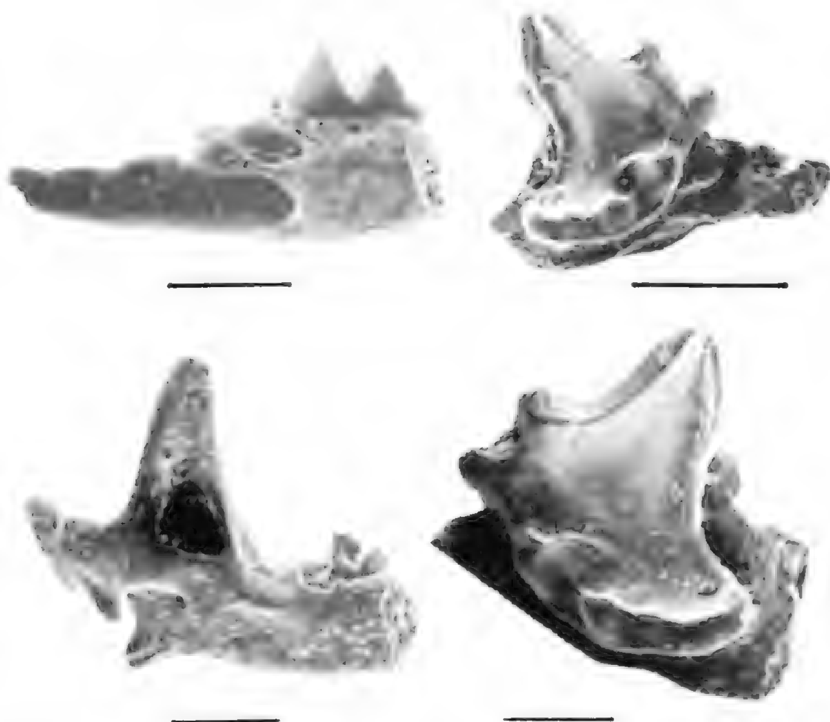
Fig. 5 Undigested teeth from Tardosbánya, isolated by trampling or fluviatile transport



6. ábra. Vízi szállítás következtében jellegzetesen tört mandibulák Tardosbányáról

Fig. 6 Characteristic breakages on Tardosbánya mandibles, caused by water-transport





7. ábra. Vízi szállítás következtében eltört maxillák és mandibulák a tardosbányai mintából. A csontok erősen megrongálódtak, de néhány fog a helyén maradt

Fig. 7 Fragmented maxillae and mandibles from the Tardosbánya sample. The bones are broken, but not all teeth were lost under the flowing-water-transport

téve egy igen intenzív vegyi folyamatnak, a barlangi korróziónak (*11. ábra*). A barlangba sodródott üledék egy része talaj, amely a baktériumok és a növényi gyökerek által termelt savaktól alacsony pH értékű. Ez ugyan nem ér fel a gyomorsav maró hatásával, de míg a ragadozó gyomrában legfeljebb néhány órát, vagy – hüllőknél – néhány napot tartózkodik a maradvány, a barlangba jutott talajjal több évtizedig is össze lehet zárva, mielőtt annak pH-ja semlegessé vagy lúgossá válik. Ez lassan ható degradációs folyamatot hoz létre, amely mind a csontok, mind a fogak felszínét egyenlő mértékben bontja. A létrejött modifikáció azért nem keverhető össze egy intenzív emésztés hatásával, mert mire ott a fogak ilyen mértékben megemésztődnek, a csont már teljesen eltűnik.

A magyarországi felső-miocén cickányok tafonómiája

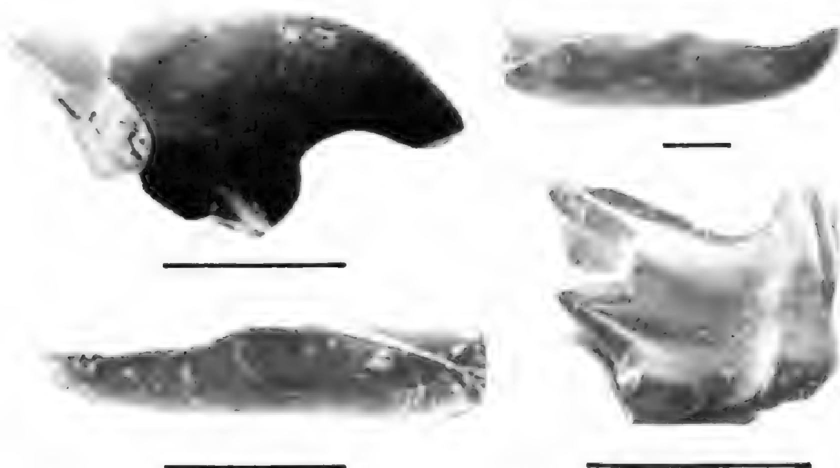
Anyag és módszer

A tíz lelőhely fosszilis anyagából összesen 8294 Soricidae maradványt sikerült elkülöníteni (részletesen l. *I. táblázat*). A példányok legnagyobb része a MÁFI,



8. ábra. Hosszú vízi szállítás következtében eltörött, különálló fogak Alsótelekesről

Fig. 8 Isolated teeth with intensive breakage pattern, caused by long flowing-water-transport, fr m Alsótelekes



9. ábra. Vízi szállítás következtében erősen megrongálódott, különálló fogak Sümegről

Fig. 9 Teeth with corrosion produced by the long fluviatile transport from Sümeg

Országos Földtani Múzeum gyűjteményébe tartozik és KORDOS László jóvoltából dolgozhattam fel őket. Az egyházasdengelegi példányokat a Pásztói Múzeumból HÍR János bocsátotta a rendelkezésemre. A rudabányai anyag egy része a Bécsi Természettudományi Múzeumból, Gudrun DAXNER-HÖCKtől származik.

Rudabányáról Ray BERNOR és KORDOS Lászó, Alsótelekesről, Széchenyi-hegyről, Polgárdi 4 és 5 lelőhelyről KORDOS László, Sümegről és Csákvárról KRETZOI Miklós, Polgárdi 2 lelőhelyről KORMOS Tivadar gyűjtötte a fosszíliákat. Tardosbányán JÁNOSSY Dénes végzett gyűjtést, de csak előzetesen nézte át a mintát, majd miután a faunalistát elkészítette – átadta az anyagot KORDOS Lászlónak, aki az Országos Földtani Múzeum gyűjteményében helyezte el.

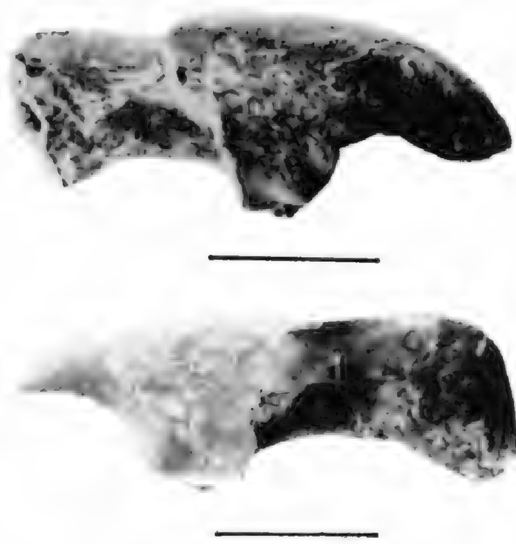
Rudabánya, Sümeg, Csákvár és Széchenyi-hegy esetében a taxonómiai értékelést KRETZOI Miklós nyomán végeztem. Ez nem azt jelenti, hogy munkám a KRETZOI-féle anyag újraértékelése volt, mert nem pontosan ugyanazokat a mintákat vizsgáltam, amelyeket ő leírt. Ezeken a lelőhelyeken a különálló fogak arányát fenntartással kell kezelni (l. később).

A felszíni módosulások vizsgálata sztereomikroszkóppal, ill. scanning elektronmikroszkóppal történt. A SEM felvételek az ELTE Geológiai Tanszékcsoport Mikroszonda Laborjában, GÁL Miklósné segítségével készültek.



10. ábra. Száradási repedés Polgárdiból származó alsó incisivuson

Fig. 10 Incisor with a cleft, caused by drying up, from Polgárdi



11. ábra. Barlangi korrózió nyoma sümegi felső incisivusokon

Fig. 11 Cave corrosion on the surface of an upper incisors from Sümeg

A 10 magyarországi felső-miocén lelőhelyről feldolgozott Soricidae anyag taxonómiai és tafonómiai adatai
The taxonomical and taphonomical data of the Soricidae material from the 10 Hungarian Late Miocene localities

I. táblázat – Table I

Lelőhely	fajszám	példányszám	minimum egyedszám	különálló fogak (%)
Alsótelekes	6	13	6	92,30
Rudabánya	4	66	17	62,12
Sümeg	5	294	36	82,99
Csákvár	3	5	4	20,00
Tardosbánya	5	822	165	57,29
Egyházasdengeleg	3	16	6	100,00
Széchenyi-h.	1	2	1	100,00
Polgárdi 2.	3	25	10	24,00
Polgárdi 4.	7	758	329	8,57
Polgárdi 5.	2	6291	2608	2,32

A vizsgált lelőhelyek

Bár a fauna begyűjtése során – Rudabánya kivételével – nem végeztek tafonómiai felméréseket, maguk a maradványok nyújtanak némi információt a felhalmozódás körülményeiről. Rudabánya tafonómiájával a lelőhelyet vizsgáló nemzetközi munkacsoport foglalkozik, az itt szereplő megállapítások pusztán a Soricidae maradványokon közvetlenül tanulmányozható jellegzetességekre vonatkoznak. A polgárdi lelőhelyek – kiváltképp a 4. és 5. számú feltárások – anyaga további kutatási lehetőségeket rejt magában. Ezeken a példányokon csak előzetes tafonómiai megfigyeléseket végeztem, a teljes feldolgozás önálló projectet igényel és várhatóan évekig tart majd.

A lelőhelyek sztratigráfiai helyzetét a *II. táblázat*ban mutatom be. Ennek megállapítása a Soricidae fauna alapján történt (HÍR & MÉSZÁROS 1995; MÉSZÁROS 1996, 1998 a, b, c és ZIEGLER & MÉSZÁROS 1998). A korreláció tekintetében RÖGL (1996) táblázatát vettem figyelembe.

A vizsgált lelőhelyek sztratigráfiai helyezete
Stratigraphical position of the studied localities

II. táblázat – Table II

<table>
<tr><th>Kor</th><th>Emelet</th><th>Centrális Paratethys emelet</th><th>Szárazföldi emelet</th><th>MN Zóna</th><th>Lelőhelyek</th></tr>
<tr><td rowspan="6">Felső - miocén</td><td>Messinai</td><td>Pontusi</td><td rowspan="3">Turoli</td><td>13</td><td>Polgárdi 2, 4, 5.</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Torton</td><td rowspan="5">Pannon</td><td>12</td><td>Széchenyi-hegy, Egyházasdengeleg, Tardosbánya</td></tr>
<tr><td>11</td><td>Csákvár</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Vallesi</td><td>10</td><td>Sümeg</td></tr>
<tr><td>9</td><td>Rudabánya, Alsótelekes</td></tr>
</table>

Rudabánya

A rudabányai (Borsod-Abaúj-Zemplén megye) vasércbánya területén a triász alaphegységet fedő alsó-pannon lignites agyag rétegekben találtak fosszilis gerinceseket, köztük számos Prehominida maradványt. A területen hét (R I. – R VII.) lelőhely található, ezek közül három (R II., R III. és R VII.) szolgáltatott Soricidae maradványokat is. A lelőhelyeket is magában foglaló Ruda-hegy vonulata északkelet–délnyugati csapással húzódik Rudabányától Alsótelekesig. A bányaművelést megelőző eredeti állapotában 300–330 m tengerszint feletti magasságú volt. A hegy pannon előtti, környezetétől elkülönült, belső völgyekkel tagolt felszínét mély- és sekély lápok sorozata tarkította. A gyenge és közepes vízáramlású lápokban nem csak a helyben tenyésző növények és állatok maradványai halmozódtak föl, hanem – főleg a völgyfőkben – a környező magasabb térszínekről lemosott, behordott későbbi fosszíliák is. A lápi üledékek feküjét és fedőjét adó üledékekben mindezek a maradványok nem fordulnak elő, így a lelőhelyek üledékes és szerves alkotóinak összetétele megegyezik az élőlények biotópjával. Az üledéktani, növény- és állattani ökológiai elemzések alapján valószínűsíthető, hogy a lápok (medencék) környékén zárt láp- és ligeterdő, távolabb, a dombsági területeken facsoportokat is tartalmazó, nyílt terület volt. (KORDOS 1982)

KRETZOI et al. (1976) szerint a fosszilis anyagban a következő Soricidae fajok fordultak elő:

Trimylus cf. *neumayrianus* (ROGER)
Anourosorex kormosi BACHMAYER & WILSON
Petenyia dubia BACHMAYER & WILSON
Petenyiella cf. *repenningi* BACHMAYER & WILSON
Miosorex cf. *grivensis* (GAILLARD)

A jelen vizsgálatok során meghatározott cickányok (ZIEGLER & MÉSZÁROS 1998):

Dinosorex n. sp. ZIEGLER & MÉSZÁROS in press
Crusafontina aff. *endemica* GIBERT 1974
Paenelimnoecus aff. *repenningi* (BACHMAYER & WILSON 1970)
Soricinae gen. et sp. indet.

A két faunalista közti eltérés elsősorban azzal magyarázható, hogy a szerző a R. ZIEGLERrel közösen folytatott kutatások során nem ugyanazt a rudabányai anyagot vizsgálta, mint KRETZOI et al. (1976), hanem egy későbbi, KORDOS L. és R. BERNOR vezetése alatt 1975-től gyűjtött mintát. Az eredeti anyag jelenleg nem hozzáférhető.

A rudabányai anyagban a különálló fogak gyakorisága közepes, a zománcfelszínek és a csontok nem emésztettek. Feltételezhetjük, hogy egyes állati tetemeket a víz sodorta a felhalmozódás helyére, más példányok közvetlenül a

fosszilizáció helyén pusztultak el, úgy, hogy a mocsárba vesztek. Az anyag tafonómiai érdekessége egy közepes méretű Mammalia ulnájának proximalis vége az epiphysissel, amelyen cickány rágásnyomok láthatók. A leletre M. ARMOUR-CHELU hívta fel a figyelmemet. A rágásnyomokat valószínűleg a mintában is meghatározott, a cickányok között óriásnak számító *Dinosorex* n. sp. hagyta a csont felszínén.

Alsótelekes

Alsótelekes község (Borsod–Abaúj-Zemplén megye) a Rudabányai-hegység északnyugati peremén, Rudabányától kb. 5 km-rel északkeletre fekszik. Az alsótelekesi gipszbányát fedő alsó-pannóniai tavi, majd folyóvízi üledéksorozat alsó tagozatából KORDOS László 1993-tól *Hipparion* előfordulással jelzett és Anapithecus maradványt tartalmazó faunát gyűjtött (KORDOS 1997).

A lelőhelyről meghatározott Soricidaek (MÉSZÁROS 1998 c):

Florinia cf. *stehlini* (DOBEN-FLORIN 1964)
Miosorex sp.
Allosorex cf. *stenodus* FEJFAR 1966
Crusafontina endemica GIBERT 1974
Soricinae gen. et sp.

Az Alsótelekesről előkerült néhány fog és csont a rudabányaiakhoz hasonló állatpotban van. A mandibulatöredékek alveolusai ugyan feltárultak és láthatóvá váltak a foggyökerek, de ez inkább a töréseknek, mintsem az emésztettségnek köszönhető. A különálló fogak nagyobb gyakorisága, az intenzívebb törési mintázat és némi párhuzamos karcoltság a szállítás jelentősebb szerepére utal.

Sümeg

A sümegi gerinci lelőhely egy karszthasadék a Bakonyban, Sümegtől északra (Veszprém megye). Ennek a hasadéknak a kitöltéséből KRETZOI (1984) 61 taxon maradványait mutatta ki (3 kétéltű, 6 hüllő, 5 madár, 47 emlős), köztük a következő cickányokat:

Trimylus cf. *sansaniense* (LARTET)
"*Anourosorex*" *kormosi* BACHMAYER & WILSON
Amblycoptus cf. *vicinus* KRETZOI
Petenyia dubia BACHMAYER & WILSON
Petenyiella repenningi BACHMAYER & WILSON

A szerző a sümegi faunának valószínűleg már csak a "használható anyag" kiválogatása után visszamaradt töredékét láthatta. Erre utal, hogy a KRETZOI (1984) által említett óriási, egyes fajoknál százat meghaladó példányszámot nem sikerült megtalálni. A teljes eredeti anyag itt sem volt fellelhető.

A jelen vizsgálatok szerint előforduló cickányok (MÉSZÁROS 1996):

Dinosorex sp.
Crusafontina endemica GIBERT 1974
Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)
Paenelimnoecus repenningi (BACHMAYER & WILSON 1970)
Soricidae gen. et sp. indet.

Ennek a Hipparion faunának a csontmaradványait felhalmozódás szempontjából két csoportra oszthatjuk: a kis és a nagy méretű csontokra. A számunkra érdekes kis méretű csontok igen nagy mennyiségben állnak rendelkezésre. KRETZOI (1984) szerint ilyen mennyiségű mikrofauna anyag csak ott halmozódhat össze ilyen kis helyen, ahol baglyok alvó- vagy emésztő helyei voltak. Ezek elpotyogtatott köpeteiből akkumulálódhattak ilyen tömegben és ilyen kis helyen az apró gerincesek maradványai. A lelőhelyre folyamatosan hullottak a bagolyköpetek, amelyek szétesése után valóságos kisgerinces-réteg keletkezett a lelőhelyen.

A fogak állapota nem támasztja alá egyértelműen a KRETZOI (1984) által felvázolt tafonómiai képet, bár a csontok és a fogak mennyisége valóban állati transzportra utal. Az intenzív törési mintázat és a nagyfokú emésztettség alapján azonban az tűnik valószínűbbnek, hogy – legalább részben – emlős ragadozók halmozták össze az anyagot. Ezt a faunában előforduló Carnivorák nagy száma is alátámasztja.

Csákvár

A csákvári Esterházy-barlang a Vértes hegység délnyugati peremén, Csákvár községtől (Fejér megye) 2 km-re délre fekszik. A barlang fedett kürtővel végződő 16 m hosszú főágból, a vele nagyjából párhuzamosan futó, 8 m hosszú, keskeny mellékágból és két keresztágból áll. Őslénytani lelőhelyként 1924 óta tartják számon, amikor székesfehérvári turisták próbaásatásokat végeztek ott, és szép számmal kerültek elő jégkorszaki csontok. Az első komoly ásatást 1926-ban hajtották végre, amikor a barlangkitöltés legnagyobb részét kitermelték. A kiemelt anyag 3 élesen elkülönülő részre tagolódott. A felsőt holocénnek, a középsőt felső-pleisztocénnek határozták meg, míg az alsó a Hipparion fauna fajait szolgáltatta. 1928 és 1951 folyamán újabb ásatásokat végeztek, amikor a mindhárom rétegből előkerült fajok száma gyarapodott, a kitöltést teljesen kiemelték, az előtéren pedig az üledéket nagyobb körzetben felásták. A Hipparion faunás réteg, a barlangkitöltés alsó tagja, 0,5–1,5 m vastagságú feketésszürke, helyenként rozsdabarnára festett, nagy foszfáttartalmú, homokos mészmárga. KRETZOI (1954) listája 87 fajt sorol fel a Hipparion faunából, amelyek közül 3 gerinctelen, 2 hal, 3 kétéltű, 6 hüllő, 6 madár, 66 emlős. Ebből a rétegből kerültek elő az itt feldolgozott Soricidae maradványok is, KRETZOI (1954) szerint:

Soricidarum g. et sp. indet I.
Soricidarum g. et sp. indet II.

Amblycoptus vicinus n. sp.

A jelen vizsgálatok szerint (MÉSZÁROS 1996):

Crusafontina kormosi (BACHMAYER & WILSON 1970)
Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)
Paenelimnoecus repenningi (BACHMAYER & WILSON 1970)

A csákvári maradványokon sokkal kisebb fokú az emésztettség, mint a sümegieken, de a csontok töredékesek, sok a különálló fog. Ez esetben a víz által végzett szállítás nagyobb szerepet játszhatott a felhalmozódásban, mint az állati transzport.

Egyházasdengeleg

Az Egyházasdengeleg (Nógrád megye) község nyugati peremén található homokbányát, HÍR (1989) írta le mint őslénytani lelőhelyet. Az általa 1987-ben elkezdett gyűjtés nagy mennyiségű puhatestű- és néhány gerinces leletet eredményezett. A feltárás keresztrétegzett homok. Vörös és szürke szintjeiből egyaránt gazdag – folyóvízi és szárazföldi elemeket is tartalmazó – puhatestű fauna került elő. A gerincesek ugyanezekben a rétegekben találhatók, de lényegesen kisebb gyakorisággal. A Soricidae családot néhány fog képviseli. Ezen a helyen valamikor egy, a Cserhátból jövő és a Pannon-tóba ömlő folyó deltája terülhetett el. A lelőhelyről előkerült csigaházak egy részét szürke agyag tölti ki, amely azt bizonyítja, hogy az ősmaradványoknak legalább egy része az eredeti helyéről áthalmozódott.

A Soricidae fauna a következő fajokat tartalmazza (HÍR & MÉSZÁROS 1995):

Amblycoptus oligodon KORMOS 1926
Petenyia cf. *hungarica* KORMOS 1934
Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)

Az egyházasdengelegi keresztrétegzett homok rendkívül rossz megtartású, különálló cickányfogakat szolgáltatott. A töredezett, karcolt példányok nem emésztettek, de – amint a szedimentológiai környezet is sugallja – valószínűleg hosszan sodródhattak a folyóvízben, míg végül a hordalékkal együtt leülepedtek.

Széchenyi-hegy

A lelőhely a budapesti Széchenyi-hegyen épült TV adótorony közelében, a Svájci út 14. szám alatti telken, 420–430 m tengerszint feletti magasságon található. A maradványok KORDOS László gyűjtése során, édesvízi mészkőből kerültek elő, amelynek vastagsága 5–15 m között változik, fekvője nagyrészt felső-pannon homokkő, területi kiterjedése jelentős. A feltárások és fúrások szerint a mészkő igen kemény, tömör, pados elválású, de helyenként vékonyrétegzett, laza. Oldási üregek, kalcit kiválások is gyakran találhatók benne. Az üregek részben a mészkövön áttörő hévizek oldó hatása révén keletkeztek, rész-

ben pedig a felszíni csapadékvizek kioldása útján jöttek létre. A TV adótorony közelében 1975-ben építkezési munkálatok során az édesvízi mészkőbe bevágott munkaárokból és gödrökből jelentős gerinces faunaanyag került elő. KRETZOI (1980) meghatározása szerint a fajok (1 kétéltű, 2 hüllő, 15 emlős) kétségkívül melegigényesek és bokros, fás, füves területeket jeleznek.

KRETZOI (1980) két bizonytalanul meghatározható Soricidaet említ:

Trimylinae ind.
Amblycoptus cf. *oligodon* KORMOS

Ezek közül a szerzőnek (MÉSZÁROS 1996) az utóbbit sikerült azonosítania az anyagból:

Amblycoptus oligodon KORMOS 1926

A széchenyi-hegyi anyag felhalmozódása hasonló lehetett a sümegihez. A cickányok ugyan csak néhány különálló foggal képviseltetik magukat, de a gyomorsavas emésztés nyomai félreismerhetetlenek rajtuk. Legszembetűnőbb ez a modifikáció egy *Amblycoptus* alsó incisivuson, ahol a zománc csaknem teljesen eltűnt és a dentin nagy területen feltárul.

Polgárdi

A Polgárdi (Fejér megye) határában húzódó Kőszár-hegy vonulata nagyrészt devon kristályos mészkőből áll (Polgárdi Mészkő Formáció). A jó minőségű kőzetet a rómaiak kora óta bányásszák és az intenzív művelés során számos olyan karsztosodott hasadék és barlang került elő, amelyek nemzetközi viszonylatban is gazdag, kitűnő megtartású faunát tartalmaztak. 1909 óta öt lelőhelyet fedeztek fel, amelyek közül a következők szolgáltattak Soricidae maradványokat:

2. lelőhely. Az irodalomban általában ennek a megnevezésére használják a "Polgárdi" megjelölést. KORMOS 1910. évi ásatása során egy bányászattal feltárt, nagy méretű, üledékkel teljesen kitöltött víznyelőbarlang felszín közeli terméből gyűjtött ősmaradványokat.

4. lelőhely. 1984-ben, a működő mészkőbánya alsó szintjének keleti falában felfedezett, fordított Y alakban húzódó, oldott falú karsztos repedés. A gyűjtés során ún. "alsó" és "felső" lelethely került elkülönítésre, amelyek azonos faunát tartalmaztak.

5. lelőhely. 1985-ben a 4. lelőhelytől kb. 250 m-rel északkeletre, 15 m-rel magasabb szinten egy nagy kiterjedésű fosszilis barlangroncs kitöltéséből sok gerinces maradvány került elő. A MÁFI munkatársainak folyamatos gyűjtése révén innen európai viszonylatban is páratlan gazdagságú és kitűnő megtartású fauna vált ismertté. A Polgárdi gerinces lelőhelyek közül az 5. maradt fenn legtovább, a közelmúltban azonban a bánya ezt is lemővelte.

A polgárdi karsztüreg-kitöltések faunája biosztratigráfiai szempontból egységes, mindegyik a miocén legfiatalabb szakaszával, az MN 13 Zónával (kb. 5–6 millió év) korrelálható. Az egyes lelőhelyek között azonban zónán belüli

kronológiai eltérések mutatkoznak. A tanulmányban szereplők közül a 2. lelőhely valamivel fiatalabb mint a másik kettő (KORDOS 1991).

KORMOS (1926) Polgárdi 2. lelőhelyről írta le a következő Soricidae fajt:

Amblycoptus oligodon n. g. et n. sp.

A jelen vizsgálatok által meghatározott cickányok:

Polgárdi 2.

Amblycoptus oligodon KORMOS 1926
Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)
Paenelimnoecus repenningi (BACHMAYER & WILSON 1970)

Polgárdi 4.

Amblycoptus oligodon KORMOS 1926
Crusafontina kormosi (BACHMAYER & WILSON 1970)
Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)
Zelceina soriculoides (SULIMSKI 1959)
Episoriculus gibberodon (PETÉNYI 1864)
Paenelimnoecus repenningi (BACHMAYER & WILSON 1970)
Sorex sp.

Polgárdi 5.

Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)
Kordosia topali (JÁNOSSY 1972)

A tafonómiai szempontból különösen érdekes polgárdi mikrovertebrata anyag hosszú csontjainak vizsgálata alapján kiderült, hogy csaknem mindegyik juvenilis példányoktól származik (M. ARMOUR-CHELU, szóbeli közlés). A leletek igen jó megtartásúak, a mandibulákban és maxillákban rendszerint minden fogat a helyén találunk. A csontok és a zománc-felszínek néhány példánynál emésztettek, ezek száma azonban a több ezres mintában elhanyagolható. A különálló fogak gyakorisága sem említésre méltó. A maradványok színe lehet fehér, sárgásbarna (tehát legalább kétféle anyag itatta át őket), vagy fekete. Az utóbbi szín arra utal, hogy a kartszüregbe időnként talaj is bemosódott. A humuszanyagok által kiváltott barlangi korrózió nyomai több maradványon felfedezhetők. A szinte kizárólag fosszilis csontokkal kitöltött polgárdi karsztüregek természetes csapdaként működhettek, amelyekbe nagyrészt élve hullottak be az állatok, majd – mivel a mély hasadékból nem tudtak kijönni – elpusztultak. Kismértékű, barlangon belüli áthalmozódás azonban így is megelőzhette a fosszilizációt, mert az igazán sérülékeny részek (pl. az agykoponya csontjai) eltörtek. Ez csak azután volt lehetséges, hogy a lágyszövet már nem védte a csontvázat. A polgárdi cickányok felhalmozódásának körülményei paleoökoló-

giai szempontból is fontosak, hiszen a csapda-felhalmozódások rendszerint szelektálás nélküli, reprezentatív mintát szolgáltatnak a korabeli faunából.

Tardosbánya

Tardosbánya (Komárom–Esztergom megye) a Gerecse belső, magasabb részén fekszik. A Gerecse jura mészkövében kialakult karszthasadék agyagkitöltéséből kerültek elő ősmaradványok. A hasadékot a "vörös márvány" bánya művelése tárta fel. JÁNOSSY Dénes, aki 1975-ben begyűjtötte a fosszíliákat, elkészítette az előzetes faunalistát (1981, kézirat) és az anyaggal együtt elhelyezte az Országos Földtani Múzeumban. A listán a következő cickányok szerepelnek:

"*Petenyia*"
"*Episoriculus*", kicsi
"*Episoriculus*", nagyobb
"*Anourosorex*"
"*Chimarrogale-Allosorex* csoport"
"*Sorex* sp. I"
"*Sorex* sp. II"

A szerző által a lelőhelyről meghatározott cickányok (MÉSZÁROS 1998a):

Amblycoptus oligodon KORMOS 1926
Crusafontina kormosi (BACHMAYER & WILSON 1970)
Blarinella dubia (BACHMAYER & WILSON 1970)
Episoriculus gibberodon (PETÉNYI 1864)
Paenelimnoecus repenningi (BACHMAYER & WILSON 1970)

Tardosbánya tafonómiája összetettebb, mint Polgárdié. Itt a csapda-felhalmozódás a vízi és az állati szállítás egyaránt szerepet játszhatott. A különálló fogak gyakorisága közepes, sok törött példányt is találunk, emésztettség csak néhány maradványon látszik. Barlangi korrózió nyomai több csonton felfedezhetők.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki dr. Gudrun DAXNER-HÖCKnek (Bécsi Természettudományi Múzeum), dr. KORDOS Lászlónak (MÁFI, Országos Földtani Múzeum), dr. HÍR Jánosnak (Pásztói Múzeum), hogy a vizsgálatokhoz szükséges fosszilis anyagot a rendelkezésére bocsátották. Hálával tartozik dr. Miranda ARMOR-CHELOUnak (Washington), dr. Barbara RZEBIK-KOWALSKÁnak (Krakkó), dr. Reinhard ZIEGLERnek (Stuttgart), és dr. Constantin DOUKASnak (Athén), a taxonómiai és a tafonómiai munkához nyújtott kedves segítségükért.
A kutatások az OTKA F 025864 projekt részét képezték.

Irodalom – References

ANDREWS, P. 1990: Owls, caves and fossils. – Natural History Mususeum Publications, 231 p. London.

ANDREWS, P. 1992: The basis for taphonomic research on vertebrate fossils. – Conferencias de la Reunión de Tafonomía y Fosilización, 33–43, Madrid.

ANDREWS, P. 1995: Experiments in taphonomy. – *Journal of Archeological Sciences*, **22**, 147–153. London.

HÍR J. 1989: Pliocén aprógerinces leletek az egyházasdengelegi homokbányából. – *Nógrádi Múzeumok Évkönyve* **15**, 389–400; Salgótarján.

HÍR, J. & MÉSZÁROS, L. Gy. 1995: Late Miocene Microvertebrata from Egyházasdengeleg (North Hungary, Nógrád County). – *Nógrád Megyei Múzeumok Évkönyve*, **20**, 167–200; Salgótarján.

KORDOS L. 1982: A rudabányai prehominida lelőhely és környezetének ősföldrajzi rekonstrukciója. (The prehominid locality of Rudabánya (NE Hungary) and its neighbourhood: a paleogeographic reconstruction.) – *MÁFI Évi Jelentése az* **1980**. *évről*, 395–406; Budapest.

KORDOS, L. 1991: Late Miocene paleovertebrate localities, Polgárdi, Mezőföld. – Magyarország Geológiai Alapszelvényei, MÁFI; Budapest, 4 p.

KORDOS, L. 1997: Environmental and Hominoid History in the Carpathian Basin during the Late Miocene. Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe – ESF Workshop, 13–14. Siena.

KORMOS T. 1926: Amblycoptus oligodon n. g. & n. sp. Új cickány-féle a magyarországi pliocénből. (Amblycoptus oligodon n. g. & n. sp. Eine neue Spitzmaus aus dem ungarischen Pliozän.) – *Annales Historico-naturales Musei Nationalis Hungarici*, **24**, 352–39; Budapest.

KRETZOI M. 1951: A csákvári Hipparion-fauna. (The Hipparion fauna of Csákvár.) – *Földtani Közlöny*, **81**, 384–401; Budapest.

KRETZOI M. 1954: Befejező jelentés a Csákvári-barlang őslénytani feltárásáról. (Rapport final des fouilles paléontologiques dans la grotte de Csákvár.) – *MÁFI Évi Jelentése az* **1952**. *évről*, 37–55; Budapest.

KRETZOI M. 1980: Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (5). 1. A Széchenyi-hegy pliocén édesvízi mészkövének faunája. (Wichtigere Streufunde in der Wirbeltierpaläontologischen Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, 5.) – *MÁFI Évi Jelentése az* **1978**. *évről*, 347–359; Budapest.

KRETZOI M. 1984: A Sümeg-gerinci fauna és faunaszakasz. (The fauna and faunal age of Sümeg-gerinc.) – *Geologica Hungarica, Series Geologica*, **20**, 214–222; Budapest.

KRETZOI M., KROLOPP E., LŐRINCZ H. & PÁLFALVY I. 1976: A rudabányai alsópannoniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. (Flora, Fauna und Stratigraphische Lage der Untenpannonischen Prähomininiden-Fundstelle von Rudabánya, NO-Ungarn). – *MÁFI Évi Jelentése az* **1974**. *évről*, 365–394; Budapest.

LYMAN, R. L. 1994: Vertebrate taphonomy. – Cambridge University Press, 524 p. Cambridge.

MÉSZÁROS, L. Gy. 1996: Soricidae (Mammalia, Insectivora) remains from three Late Miocene localities in Western Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, **31**, 5–25, 119–122; Budapest.

MÉSZÁROS, L. Gy. 1998a: Late Miocene Soricidae (Mamalia) fauna from Tardosbánya (Western Hungary). – *Hantkeniana*, **2**, 103–125; Budapest.

MÉSZÁROS, L. Gy. 1998b: Crusafontina (Mammalia, Soricidae) remains from Late Miocene localities in Hungary. – *Senckenbergiana lethaea*, **77/1–2**, 145–159; Frankfurt am Main.

MÉSZÁROS, L. Gy. 1998c: Some insectivore (Mammalia) remains from the Late Miocene locality of Alsótelekes (Hungary). – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, **32**, 5–32; Budapest.

RÖGL, F. 1996: Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **43**, 65–73; Wien.

ZIEGLER, R. & MÉSZÁROS, L. Gy. 1998: The insectivores (Mammalia) of the Late Miocene Hominoid Locality Rudabánya, Hungary. – *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica*, in press; Budapest.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 29

Földtani Közlöny 129/2, 179–190 (1999) Budapest

A Tatai Mészkő Formáció (apti) ammonoideáinak paleobiogeográfiai értékelése

The palaeobiogeographical evaluation of the ammonites of the Tata Limestone Formation (Aptian), Hungary

SZIVES Ottilia[1]

(9 ábra, 1 táblázat)

Key words: palaeobiogeography, ammonites, Aptian, Tethys

Tárgyszavak: paleobiogeográfia, ammonitesz, Apti, Tethys

Abstract

This essay focuses upon a palaeobigeographical evaluation of the rich ammonite faunas of the former Western Tethys – i.e. Jura Mts., North Germany, Inner Western Carpathians, Small Fatra, Vorarlberg and Northern Calcareous Alps, Tunisia, the Balkans and Tata. These Aptian faunas have been compared with each other on a generic level. Based on previous investigations, the nectonic fauna of the Western Tethys are shown to be rather similar in the Aptian formations. In the Early Aptian formation all the faunal provinces have mild differences. The closest similarity is between the ammonites of Tata and Vorarlberg (Jaccard-coefficient 0.73) this can also be interpreted as a facies-similarity. For the Late Aptian formation differences seem to decrease but the closest similarity is between Tata andVorarlberg.

The closely similar assemblages suggest narrow deep water channels or, rather, an important role for facies similarity. More investigations are needed with benthos and other neritic faunal elements in order to clarify the issues connected with this problem.

Manuscript received: 12 06 1998

Összefoglalás

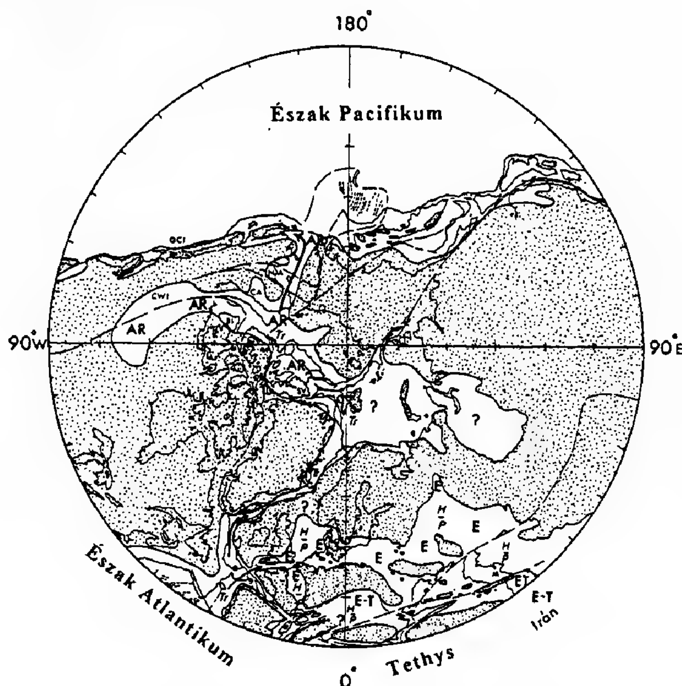
Jelen paleobiogeográfiai vizsgálatban a Jura-hg., Észak-Németország, Szardínia, a Belső Nyugati Kárpátok, a Kis Fátra, Vorarlberg valamint az Északi Mészkőalpok, Tunézia és a Balkán egy-egy lelőhelyének kora- és késő-apti ammonoideáit hasonlítottuk össze a tatai faunával, genus szinten. A vizsgálat azt mutatja, hogy a tatai fauna, mind az kora-, mind a késő-aptiban igen nagy hasonlóságot mutat a vorarlbergi faunával (Jaccard-koefficiens=0,73). A kora-aptiban az északi-mészkőalpi és a balkáni lelőhelyek faunáival is nagy a hasonlóság (J.-c.=0,37). A vorarlbergi faunával való nagymértékű faunaegyezés adódhat ősföldrajzi és fáciesegyezési okok miatt is, melynek eldöntése további vizsgálatokat igényel.

[1] ELTE Őslénytani Tanszék Budapest Ludovika tér 2. H-1083

Bevezetés

A Tatai Mészkő Formáció (TMF) bázisrétegében található ammoniták gazdagsága szinte kötelezővé tette a mindeddig hiányzó komplex őslénytani feldolgozást. FÜLÖP (1975) monográfiájában közölte ugyan a formáció faunaelemeinek listáját, azonban az anyag őslénytani feldolgozására akkor nem került sor. A későbbiekben SOMODI (1987) vizsgálta a brachiopoda faunát, az ammoniteszeket SZIVES (1996) dolgozta fel.

Az apti ammonoideák tanulmányozása során az északi félgömbön három nagy faunaprovinciát különítettek el (OWEN 1996): 1. Észak-Atlanti, 2. Észak-Pacifikus, 3. Tethysi. Az Északi-Pacifikum az arktikus területeken keresztül kapcsolatban állt az Észak-Atlanti provinciával, valamint a London–Párizsi medencén keresztül – mégha áttételesen is – a Tethysi provincia északnyugati részével is (*1. ábra*). Az arktikus területekre a Tropaeum genus dominanciája jellemző, a tethysi területeken az uralmat átveszik a Hypacanthoplites és Parahoplites genusok képviselői, a Tropaeumok Madagaszkárig megtalálhatók ugyan, de már alárendelten.



1. ábra. Az északi félgömb képe a késő-aptiban (Owen 1996). Ar – Arktikus selftengerek, E – Európai selftengerek, E-T – Mély- és sekélyvízi kevert fauna. Tr – a *Tropaeum* és a *Lytoceras*-félék elterjedése, H – a *Hypacanthoplites* és a *Nolaniceras* elterjedése, P – a *Parahoplites* elterjedése

Fig. 1 Tentative palaeogeography map of the Boreal Region in the Late Aptian. E-T – seas with a mixed ammonite fauna, Tr – distribution of Tropaeum and Lytoceras, H – generalized distribution of Hypacanthoplites and Nolaniceras, P – Generalized distribution of Parahoplites

A krétában a Tethys elnevezés azon paleobiogeográfiai területet fedi, melyek északi és déli peremén alga-korall, korall-rudista és a rudista zátonyok találhatók (KAUFMANN 1973; SOHL 1987). Ezen definíció nem teljesen azonos SUESS (1893) eredeti meghatározásával, ám igen praktikus. A biohermák mai elterjedése alapján – ma 23–25 °C hőmérsékletű vízben fejlődnek legintenzívebben, 18 °C alatt nincsenek (WELLS 1957) – a Tethys a kréta időszakban többé-kevésbé megfelelt a trópusi-szubtrópusi övnek (KOLLMANN 1992), melynek határai természetesen időben változhattak, a rudista zátonyok elterjedése alapján legészakibb határa a campaniban Dél-Svédországig húzódott.

Biosztratigráfiai keret

Radiometrikus kormeghatározás alapján (OGG et al. 1996) az apti 121,0–112,2 millió év között, mintegy 9 millió évig tartott.

Először d'ORBIGNY (1840) definiálta az apti emeletet, a típusterületét a délfranciaországi Apt mellé helyezvén. A múlt század végétől napjainkig sok tudományos igényű munka látott napvilágot (JACOB 1905, FALLOT 1920, BREISTROFFER 1947, MOULLADE et al. 1980), melyek az apti emelet lehatárolásával és sztratigráfiájával foglalkoztak. A Koppenhágai Konferencián (1983) az apti bázisát egységesen a Prodeshayesites genus első megjelenésénél húzták meg (ERBA 1996), a határsztratotípusért pedig Franciaország, Türkménia, Anglia és Észak-Németország versengett (és verseng ma is). Ugyanezen fórumon megkísérelték az albai bázisát is hasonlóképpen, azaz egy ősmaradványcsoport első megjelenésével definiálni; melyre, úgy tűnik, hogy a mészvázú nannoplankton *Prediscosphaera columnata* a legalkalmasabb. A határ megvonása ammoniteszek alapján sokkal problémásabb, mivel a *Leymeriella tardefurcata* faj képviselői a déli peremi faunákban gyakran késve jelennek meg, esetleg hiányoznak.

Jelenleg az apti biosztratigráfiai rendszere meglehetősen heterogén, annak ellenére, hogy az emelet faunisztikai képe meglepően egységes. Ki két-, ki háromosztatúnak tekinti az aptit, az előbbi a mediterrán (HOEDEMAEKER et al. 1993), utóbbi az európai faunákat leíróknál (MUTTERLOSE 1992; RAWSON 1983; HANCOCK 1991) gyakoribb.

Jelen munkában a mulai munkaértekezleten (1992 in Erba, 1996) elfogadott háromosztatú zonációt használjuk.

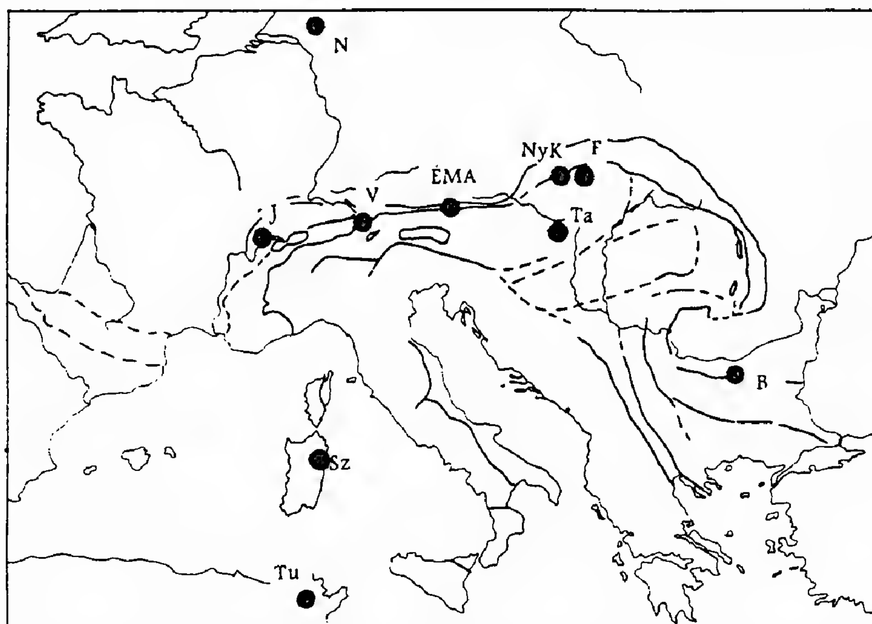
A paleobiogeográfiai vizsgálat célja, tárgya és módszerei

Általános vélemény szerint (MUTTERLOSE 1992) a barrémiben még zárt Kárpáti-átjáró apti elején történt felnyílásával megindulhatott egyfajta tengeri, főként pelágikus faunahomogenizáció a boreális, szubtethysi és tethysi régiók között. Belemnitesek és nannofosszíliák alapján különösen a középső-aptiban volt erőteljes a tethysi taxonok beáramlása az északabbra fekvő vizekbe, ahonnan fokozatosan kiszorították az ott élő endemikus alakokat. Így az a vélemény

emelet	alemelet	TETHYS Mula Workshop, 1992	Délkelet-Franciaország Lyon Colloquium, 1963	al-emelet	Dél- Anglia Rawson, 1983 Hancock, 1991	Észak-Németország Rawson, 1983
A	felső (Clansayesi)	H. jacobi	D. nodosocostatum	felső	H. jacobi	H. jacobi
		A. nolani				A. nolani
P	középső (Gargasi)	P. melchhioris	C. subnodosocostatum		P. nutfieldensis	P. nutfieldensis
T		E. subnodosocostatum	A. nisus		C. martinoides	E. tschernyschewi T. drewi
I	alsó (Bedouli)	D. furcata	D. deshayesi	alsó	T. bowerbanki	T. bowerbanki
		D. deshayesi			D. deshayesi	D. deshayesi
		D. weissi			D. forbesi	
		D. tuarkyricus			P. fissicostatus	P. tenuicostatus

2. ábra. A vizgálathoz használt standard tethysi zonáció (MULA Workshop 1992 in ERBA 1996)

Fig. 2 Standard tethyan zonation of the MULA Workshop 1992 (Erba 1996)



3. ábra. A vizsgálatban szereplő apti faunák lelőhelyeinek hozzávetőleges térképi megjelenítése. N – Németország, J – Jura-hg., V – Vorarlberg, ÉMA – Északi Mészkőalpok, NyK – Nyugati Kárpátok, F – Kis Fátra, Ta – Tata, Sz – Szardínia, Tu – Tunézia, B – Balkán

Fig. 3 Present states of the localities mentioned in the text. N – Germany, J – Jura Mts, V – Vorarlberg, ÉMA – Northern Calcareous Alps, NYK – Western Carpathians, F – Malé Fatra, Sz –Sardinia, Tn – Tunisia, B – Balkan Mts

alakult ki, hogy az apti, mind algaflóráját, mind faunáját tekintve egységes képet mutat a tethysi, szubtethysi és boreális régióban.

Jelen paleobiogeográfiai vizsgálat célja ezen megállapítás megerősítése vagy cáfolása volt a tatai ammoniteszfauna affinitásának vizsgálata alapján.

A paleobiogeográfiai adatbázis a Belső Nyugati-Kárpátok (VASICEK 1995), a Kis Fátra (VASICEK & RAKÚS 1995), Vorarlberg (FÖLLMI 1989), Északnyugat Németország (KEMPER 1982), a Jura-hegység (RENZ & JUNG 1978), valamint az Északi Mészkőalpok (IMMEL 1987), Szardínia (WIEDMANN & DIENI 1968), Tunézia (MEMMI 1995) és a Balkán (DIMITROVA 1967) lelőhelyeinek faunalistáit tartalmazza, melyeket egymással és a tatai ammonitesz-együttessel hasonlítottam össze (SZIVES 1996) (*3. ábra*).

Az összehasonlítás genus szinten történt a faunalisták revíziója után, 44 genus alapján, melyek neveit és a lelőhelyeken való előfordulásukat a *4. ábra* szemlélteti.

A vizsgálatot külön végeztem az alsó- és felső-aptira, melynek eredményeképpen az alábbi táblázatok kerültek megalkotásra (*5, 6 ábra*).

Az így kapott értékeket diagramra helyezve az alábbi kép adódott (*7, 8. ábra*).

Eredmények

A tatai ammonitesz-fauna az apti végére nagyobb hasonlóságot mutat az egykori Tethys északi peremén elhelyezkedő lelőhelyek faunáival, mint az egykori déli perem faunáival.

A kora- és késő-apti során az ammoniteszek körében, tehát pelágikus nekton csoportokon is megfigyelhető egyfajta faunahomogenizációs tendencia a szubmediterrán és a mediterrán régiók között, melynek eredményeképpen az apti végére a korábban eltérő északi és déli peremi faunakép genus szinten nagy hasonlóságot mutat. Ez a fauna hasonlóság (KENNEDY & LOBBAN 1976) a késő-aptiban tetőzik, majd az albai során ismét fokozatosan elkülönül az északi és a tethysi provincia. A hasonlóság adódhat az ammoniteszek fácieslény (VÖRÖS 1998) jellegéből, ill. abból, hogy az apti végén már a peremeknek az eddig feltételezettnél nagyobb közelségével kell számolni.

Úgy tehát az ammoniteszek paleobiogeográfiai vizsgálata is megerősítette az eddigi ősföldrajzi képet, fontos új eredmény azonban a tatai apti fauna északi peremi affinitásának kimutatása a késő-aptiban (*9. ábra*).

További feladatok

Az új gyűjtésekből az ammoniteszek mellett előkerült gazdag brachiopoda, csiga és belemnites-fauna vizsgálata további távlatokat nyithat a paleobiogeográfiai vizsgálatok előtt, így új részismeretek birtokában tovább lehet pontosítani az apti emelet ősföldrajzi képét.

lelőhelyek / genusok	Tata	Jura-hg.	Ny-i Kárpátok	Kis Fátra	Vorarlberg	Bulgária	É. Mészkőalpok	ÉNy Tunézia	ÉNy Németo	Szardínia
Phylloceras	■			■	■	■	■		■	■
Partschiceras	■				■		■			■
Holcophylloceras	■				■	■			■	■
Hypophylloceras					■		■			■
Eulythoceras							■			
Eugaudryceras							■		■	
Protetragonites							■			
Eotetragonites									■	
Tetragonites	■		■			■				
Jauberticeras	■				■					
Sanmartinoceras								■		
Aconeceras						■				
Zurcherella									■	
Uhligella									■	
Desmoceras	■				■					
Valdedorsella	■								■	■
Pseudohaploceras						■			■	■
Melchiorites	■			■	■	■			■	■
Beudanticeras	■				■					■
Ancyloceras	■					■	■			
Lythancylus						■				
Australiceras						■				
Tropaeum		■				■		■		
Ammonitoceras						■				
Epancyloceras		■								
Acrioceras			■							
Toxoceratoides				■						
Ptychoceras	■				■		■			
Helicancylus	■				■					
Macroschaphites	■		■	■		■	■			
Megatyloceras						■				
Procheloniceras			■			■			■	
Cheloniceras	■	■	■	■	■	■	■		■	
Epicheloniceras	■	■			■	■		■	■	
Diadochoceras	■		■							
Eodouvilleiceras	■									
Deshayesites	■	■	■	■	■	■			■	■
Prodeshayesites			■			■	■			
Dufrenoyia	■	■			■				■	
Gargasiceras						■			■	
Colombiceras	■				■	■			■	■
Acanthohoplites	■		■			■	■	■	■	■
Hypacanthoplites	■	■			■	■		■		
Parahoplites	■	■			■			■	■	

4. ábra. Az egyes ammonitesz genusok előfordulásai a vizsgált lelőhelyeken

Fig. 4 Presence of the ammonite genera mentioned in the text

	Tata	Jura-hg.	Ny-i Kárpátok	Kis Fátra	Vorarlberg	Bulgária	É. Mészkőalpok	ÉNy Tunézia	ÉNy Németország	Szardínia
Tata		3	4	5	11	11	8	6	-	5
Jura-hg.	0.170		2	2	3	3	1	3	-	1
Ny-i Kárpátok	0.2	0.2		3	2	4	2	3	-	1
Kis Fátra	0.312	0.2	0.3		4	5	3	4	-	3
Vorarl-berg	0.733	0.230	0.125	0.307		3	2	5	-	6
Bulgária	0.478	0.230	0.285	0.416	0.157		5	7	-	4
Északi Mészkô-alpok	0.470	0.071	0.133	0.230	0.105	0.312		2	-	3
ÉNy Tunézia	0.33	0.272	0.025	0.363	0.33	0.33	0.12		-	5
ÉNy Német-ország	-	-	-	-	-	-	-	-		-
Szardí-nia	0.375	0.091	0.077	0.3	0.46	0.174	0.2	0.385	-	

5. ábra. A Jaccard-koefficiens értékei és a közös genusok száma az alsó-aptiban

Fig. 5 The Jaccard-coefficient and the number of the common genera in the Lower Aptian

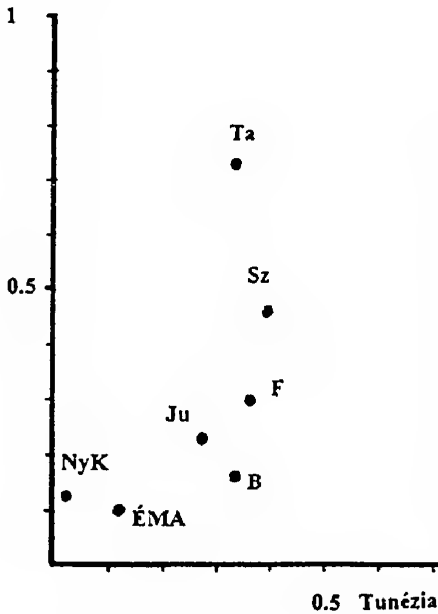
Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönettel tartozik dr. VÖRÖS Attilának és dr. GALÁCZ Andrásnak jelen munkához nyújtott szakmai, valamint SZENTE Istvánnak a szakmai és technikai segítségért.

	Tata	Jura-hg.	Ny-i Kárpátok	Kis Fátra	Vorarlberg	Bulgária	É. Mészkőalpok	ÉNy Tunézia	ÉNy Németország	Szardínia
Tata		4	3	-	13	7	6	2	4	6
Jura-hg.	0.210		1	-	4	3	1	2	3	0
Ny-i Kárpátok	0.166	0.125		-	1	3	2	2	1	1
Kis Fátra	-	-	-		-	-	-	-	-	-
Vorarl-berg	0.722	0.285	0.062	-		4	4	4	3	5
Bulgária	0.291	0.333	0.375	-	0.25		3	5	4	4
Északi Mészkô-alpok	0.333	0.1	0.25	-	0.266	0.3		3	0	4
ÉNy Tunézia	0.368	0.181	0.2	-	0.235	0.24	0.272		2	4
ÉNy Német-ország	0.2	0.375	0.11	-	0.187	0.266	0	0.154		1
Szardí-nia	0.4	0	0.091	-	0.312	0.235	0.4	0.226	0.077	

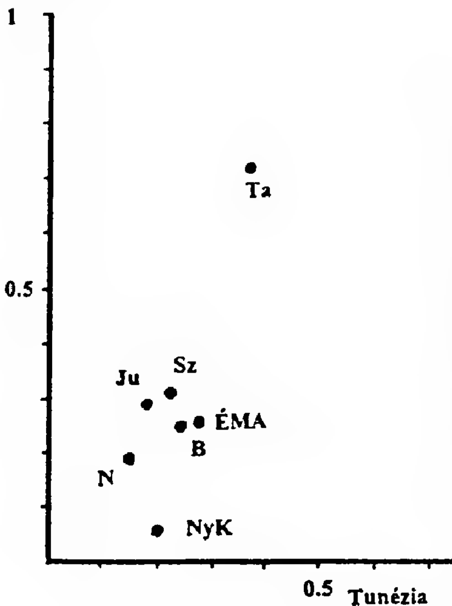
6. ábra. A Jaccard-koefficiens értékei és a közös genusok száma a felső-aptiban

Fig. 6 The Jaccard-coefficient and the number of the common genera in the Upper Aptian



7. ábra. Hasonlósági diagram az alsó–apti alemeletre. Ju – Jura-hg., V – Vorarlberg, ÉMA – Északi Mészkőalpok, NyK – Nyugati Kárpátok, F – Kis Fátra, Ta – Tata, Sz – Szardínia, Tu – Tunézia, B – Balkán. A függőleges tengelyen a vorarlbergi , mint a Tethys északi peremén található, jellemzően szubmediterrán fauna, a vízszintesen pedig, a déli perem képviseletében a tunéziai fauna található. Az alsó-aptiban a pontok szórást mutatnak, ám igen szembetűnő a tatai fauna nagy hasonlósága a vorarlbergivel. Mint az várható volt, a tunéziai fauna leginkább az ÉMA és a B faunáival mutat rokonságot

Fig. 7 Diagram of the faunal similarities in the Lower Aptian. J – Jura Mts, ÉMA – Northern Calcareous Alps, NYK – Western Carpathians, F – Malé Fatra, Sz –Sardinia, Tn – Tunisia, B – Balkan Mts.



8. ábra. Hasonlósági diagram a felső-apti alemeletre. N – Németország, Ju- Jura-hg., V – Vorarlberg, ÉMA – Északi Mészkőalpok, NyK – Nyugati Kárpátok, Ta – Tata, Sz – Szardínia, Tu – Tunézia, B – Balkán. A késő-apti lelőhelyek faunisztikai képe nagy hasonlóságot mutat, amit a lelőhelyeket megjelenítő pontok egy csoportba tömörülése is jelez. A tatai lelőhely nagyfokú elkülönülésének oka feltehetően a magas taxonszám, de mindenképpen valahol a csoportosulás északi peremén helyezkedik el, azaz még a késő-aptiban is nagyobb hasonlóságot mutatott az egykori északi perem faunáival, mint a déliekkel

Fig. 8 Diagram of the Upper Aptian faunal similarities. N – Germany, J – Jura Mts, ÉMA – Northern Calcareous Alps, NYK – Western Carpathians, F – Malé Fatra, Sz –Sardinia, Tn – Tunisia, B – Balkan Mts

9. ábra. A Nyugati-Tethys sematikus ősföldrajzi térképe a késő-aptiban (112 Ma), (YILMAZ et al. 1996 után). N – Németország, J – Jura-hg., V – Vorarlberg, É – Északi Mészkőalpok, K – Nyugati Kárpátok, F – Kis Fátra, Ta – Tata, S – Szardínia, T – Tunézia, B – Balkán, IM – Ír Masszívum, W – Welszi Masszívum, AM – Armorikai Masszívum, MC – Massif Central, IB – Ibériai Mezeta, EM – Ebro Magaslat, CS – Korzika-Szardínia, MM – Marokkói Masszívum, H – Hellén vonulat, R – Rodope, D – Dobrudzsa, BO – Bohémiai Masszívum, BM – Brabant Masszívum

Fig. 9 Approximate palaeogeographic position of the localities cited in the text at the Late Aptian (1/2 Ma) after Yilmaz et al. 1996

Irodalom – References

BREISTROFFER, M. 1947: Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. – *Trav. Lab. Géol. Grenoble,* **26,** 17–104.

DIMITROVA, N. 1967 : Fosszilitye na Bulgarija IV, Dolna Kreda. (Les Fossiles de Bulgarie IV, Crétacé inferieur, Cephalopoda/Nautiloidea et Ammonoidea/, Szofia (bolgárul) 424 p.

ERBA, E. 1996: The Aptian stage. – *Bull. de l'Institut Royal des Sci. nat. de Belgique. Sciences de la Terre,* s. **66,** 31–43.

FALLOT, P. 1920: La fauna des marnes aptiennes et albiennes de la region d'Andraitx. – *Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat., Ser. Geol.* Mém. **26,** 68 p., 25 figs, 3pl., Madrid.

FÖLLMI, K. B. 1989: Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella – Formation (Aptian–Albian). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt,* **132/1,** 105–189, Wien.

FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozóos alaphegységrögök. – *Geol. Hung. Tom.* **16,** 92–105.

GRADSTEIN, F.M, OGG, G. J. 1996: A Phanerozoic time scale. – *Episodes,* **19/1–2,** 3–6.

HANCOCK, J. M. 1991: Ammonite scales for the Cretaceous system. – *Cret. Res.* **12,** 259–291.

HOEDEMAEKER, P. J., COMPANY, M., AGUIRRE-URRETA, M., AVRAM, E., BOGDANOVA, T. N., BUJTOR, L., BULOT, L, CECCA, F., DELANOY, G., ETTACHFINI, M., OWEN, H.G., RAWSON, P. F., SANDOVAL, J., TAVERAJ, M., THIEULOY, J.P., TOVBINA, S. Z. & VASICEK, Z. 1993: Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean Region, basis for the stratigraphic correlation within IGCP-PROJECT 262. – *Revista Esp. de Paleontologia*, **8/1**, 17–120, Madrid.

IMMEL, H. 1987: Die Kreideammoniten der Nördliche Kalkalpen. *Zitteliana* **15**, 31–63, München.

JACOB, Ch. 1905: Etude sur les ammonites sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes. – *Bull. Soc. Geol. France* Sér. **4.**, T. **5.** 339–434.

KAUFMANN, E. G. 1973: Cretaceous Bivalves. – In: HALLAM A, (ed.): *Atlas of Palaeobiogeography* 353–383.

KEMPER, E. 1982: Die Ammoniten des späten Apt und frühen Alb Nordwestdeutschlands. – *Geologisches Jahrbuch*, A. **65** 565–577, 5 Taf, Hannover.

KENNEDY, W.E. & COBBAN, W.A. 1976: Aspects of ammonite biology, biogeography and biostratigraphy. – *Spec. Papers in Palaeontology* **17**, The Pal. Assoc. London 44–48.

KOLLMANN, H. 1992: Distribution of gastropods within the Cretaceous Tethyan realm. – In: KOLLMANN, H., ZAPFE, H.: New Aspects on Tethyan Cretaceous Fossil Assemblages. B. 9. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften 216 p.

MEMMI, L. 1995: Biostratigrafia dell'Aptiano in Tunisia nord-orientale. Considerazioni stratigrafiche sull'Aptiano e l'Albiano in Tunisia. – *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia.* **51**, 109–120.

MOULLADE, M., TAXY, S. & TRONCHETTI, G. 1980: Aptien. *Mém. du B.R.G.M.* **109**, 112–115.

MUTTERLOSE, J. 1992: Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Cretaceous sediments of NW Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **94**, 272–279.

d'ORBIGNY, A. 1840: Paléontologie francaise. Terrains crétacés. I. Céphalopodes. 662 p.

OWEN, H. 1996: Boreal and Tethyan late Aptian to late Albian ammonite zonation and palaeobiogeography. – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*,**77**, 461–481, Hamburg.

RAWSON, P. F. 1983: The Valanginian to Aptian stages - current definition and outstanding problems. – *Zitteliana* **10/2**, Symposium Kreide, 493–500.

RENZ, O. & JUNG, P. 1978: Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains. – *Ecologae Geologicae Helvetiae*, **71/1**, 1–18.

SOHL, N. F. 1987 : Cretaceous gastropods, Contrast between Tethys and temperate Provinces. – *Journ. Palaeont.*, **61/6**, 1085–1111.

SOMODI Á. 1987: Apti korú brachiopodák vizsgálata az Észak-Bakonyban (Aptian brachiopods in the Northern Bakony Mts.). – Szakdolgozat (Master's Thesis, ELTE Dept. of Paleontology), ELTE Őslénytani Tsz., 104 p.

SUESS, E. 1893: Are great ocean depths permanent? – *Nat. Sci.*, **2**, 180–187.

SZIVES O. 1996: A Tatai Mészkő Formáció bázisrétegében található ammonitesz-fauna őslénytani vizsgálata tatai lelőhelyek alapján (Ammonites of the base horizon of the Tata Limestone Formation /Aptian/, Hungary). – Szakdolgozat (Master's Thesis, ELTE Dept. of Paleontology), ELTE Őslénytani Tsz., 104 p. pls. 6.

VASICEK, Z. 1995: Aptian and Albian ammonites in the Western Carpathians the Czech and Slovak Republics). – *Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia*, **51**, 167–171.

VASICEK, Z.& RAKÚS, M. 1995: Lower Aptian Ammonites from the Medziholie locality (the Malá Fatra Mountains, Slovakia). – *Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia*, **51**, 173–183.

VÖRÖS, A. 1998: 'Vezérkövületek' vagy 'Fácieslények'? – Balaton-felvidéki középső triász Ammonoideák környezeti eloszlásának vizsgálata. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Tata, 1998. május 8–9, Előadás.

WELLS, J. W. 1957: Coral Reefs. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **67/1**, 609–631.

WIEDMANN, J. & DIENI, I. 1968: Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden 184 p.

YILMAZ, P. O., NORTON, I. O., LEARY, D. & CHUCHLA, R. J. 1996: Tectonic evolution and paleogeography of Europe. –In : ZIEGLER, P. A., HORVÁTH, F. (eds): Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. – *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.* **170**, 47–60, Enclosures 1–13, Paris.

Földtani Közlöny 129/2, 191–211 (1999) Budapest

Bath ammoniteszek Villányból

Bathonische Ammoniten aus Villány, Südungarn

GÉCZY Barnabás[1] – GALÁCZ András[1]

(1 ábra, 1 táblázat, 2 tábla)

Schlüsselworte: Rectocostatum and Discus Zonen, Bathonische Ammoniten, Mediterrane Fauna, Villány Gebirge, Südungarn

Tárgyszavak: Rectocostatum és Discus Zónák, bath ammoniteszek, mediterrán fauna, Villányi-hegység, Dél-Magyarország

Zusammenfassung

Die einzigartig reiche Ammonitenfauna aus dem Mitteljura des Villány Gebirges hat mit den Monographien von A. TILL (1910–11) und LÓCZY L. Jr. (1915) Weltruf erlangt, und es wurden die Gesamtkenntnisse der Paläontologie grundlegend bereichert. In der Arbeit von LÓCZY sind neben den überwiegend callovischen Formen einige Exemplare abgebildet worden, die ARKELL (1956), und später andere zur Vermutung geführt haben, dass in der ammonitenführenden Bank des Villány Gebirges bathonische Faunenelemente ebenfalls vorhanden sind. Ausführliche sedimentologische Untersuchungen (VÖRÖS 1971, 1972) haben erwiesen, dass unter der callovischen Bank reliktisch in der Tat noch Gesteine zu finden sind, die bathonische Ammoniten aufweisen. Spätere Aufsammlungen haben davon eine stattliche Fauna geliefert.

Nach Durchsicht des klassischen Museumsmaterials (aus den Sammlungen von HOFMANN, HANTKEN und LÓCZY) und bei der Untersuchung der neueren Kollektionen konnten etwa zwei Dutzend Ammonitenarten identifiziert werden. Anhand der stratigraphischen Auswertung markiert der Grossteil der bathonischen Ammonitenfauna des Villány Gebirges die Hannoveranus Subzone der oberbathonischen Retrocostatum Zone, doch die Anwesendheit von *Prohecticoceras angulicostatum* deutet auf den angulicostatum-Faunenhorizont hin. Die bathonische Schicht ist wahrschein licht als Folge geringfügiger Umlagerung der Faunenelemente in diesem letzten Horizont entstanden. Die kennzeichnendtsen Elemente der Ammonitenfauna gehören zu den Genera bzw. Subgenera *Prohecticoceras, Paroecotraustes, Bullatimorphites* und *Subgrossouvria.* Als besondere Faunenelemente kommen Exemplare der heteromorphen *Parapatoceras* und im den Ober-Bathonium ausserordentlich selten *Berbericeras* vor. In paläobiogeographischer Hinsicht ist die Fauna von submediterranem Charakter. Andand ihrer Zusammensetzung weist sie eine Verwandtschaft am ehesten mit den zeitgleichen Faunen des Mecsek (Südungarn), der Munti Apuseni (Siebenbürgen) und der Südkarpathen auf.

Manuscript eingegangen am 17. 08. 1998

Összefoglalás

A Villányi-hegység páratlan gazdagságú középső-jura ammonitesz-faunája TILL (1910–11) és ifj. LÓCZY (1915) monográfiái révén világhírre tett szert, és alapvetően gazdagította a paleontológia egyetemes ismeretanyagát. LÓCZY munkájában a túlnyomórészt kallóvi formák mellett néhány

[1] Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.

olyan példány is ábrázolásra került, amelyek alapján ARKELL (1956), majd mások is felvetették, hogy a villányi ammoniteszes padban bath faunaelemek is vannak. Részletes szedimentológiai vizsgálatok (VÖRÖS 1971, 1972) tisztázták, hogy a kallóvi pad alatt foszlányokban valóban található bath ammoniteszeket tartalmazó kőzet, és későbbi gyűjtések ebből tekintélyes faunát is szolgáltattak.

A klasszikus múzeumi anyag (HOFMANN, HANTKEN, LÓCZY gyűjtései) áttekintésével és az újabb anyagok vizsgálatával mintegy két tucat bath ammonitesz fajt sikerült azonosítani. A rétegtani kiértékelés alapján a villányi bath fauna zöme a felső-bath Retrocostatum Zóna Hannoveranus Szubzónáját jelzi, de a *Prohecticoceras angulicostatum* jelenlétével a Discus Zóna legalsó részére, az angulicostatum fauna-horizontra is utal. A bath réteg valószínűleg ez utóbbi szintben keletkezett, a faunaelemek kisebb mérvű áthalmozásával. Az ammonitesz-fauna legjellegzetesebb elemei a *Prohecticoceras, Paroecotraustes, Bullatimorphites* és *Subgrossouvria* genusokba ill. szubgenusokba tartoznak. Különleges faunaelemekként a heteromorph *Parapatoceras* és a felső-bathban rendkívül ritka Berbericeras példányai is előfordultak. A fauna paleobiogeográfiai tekintetben szubmediterrán jellegű; összetételével leginkább a Mecsek, az Erdélyi-középhegység és a Déli-Kárpátok hasonló korú faunáival mutat rokonságot.

Bevezetés

Ifj. LÓCZY Lajos 1915-ben megjelent, a villányi kallóvi ammoniteszeket ismertető monográfiája egyike a nemzetközi szakirodalom legszélesebb köreiben ismert magyar geológiai munkáknak. Bár a villányi fauna TILL nem sokkal korábban (1910–11-ben) közölt műve révén akkor már ismert volt, a lelőhely és annak páratlan gazdagságú ősmaradvány-anyaga LÓCZY feldolgozása révén vált klasszikussá.

A villányi ammoniteszek rendkívüli paleontológiai és sztratigráfiai jelentősége miatt ARKELL (1956) részletesen elemezte a monográfiák eredményeit, és ő volt az első, aki felvetette, hogy a túlnyomórészt kallóvi anyagban idősebb, a bath emeletre utaló formák is lehetnek. Felismerése csak az 1960-as évek végén nyert bizonyítást, amikor a villányi Templom-hegy régen felhagyott kőfejtőjében alapos feltáró munkával a jura szelvény részletesen vizsgálhatóvá vált, és több mint fél évszázad után valamennyi képződményből külön-külön gyűjtések történhettek.

Jelen dolgozat a villányi bath ammoniteszek újravizsgálatának legfontosabb eredményeit adja közre. A teljes revízió a Genfben megjelenő *Révue de Paléobiologie* c. folyóiratban angol nyelven kerütl közlésre (GÉCZY & GALÁCZ 1998). A lelőhely és a fauna fontossága miatt részletesen ismertetjük annak megismeréstörténetét, a középső-jura, azon belül a bath képződményeket és a fauna kiértékelésének eredményeit. Végül ábrázoljuk azokat az ammoniteszeket, amiket már LÓCZY is közölt, de akkor még mint kallóvi alakokat. A többi, rétegtanilag is fontos ammoniteszt – a kettős közlés elkerülése végett – nem ismertetjük részletesen.

A villányi középső-jura ammoniteszes képződmények megismeréstörténete

Jura ammoniteszek villányi előfordulásáról elsőként LENZ adott hírt egy rövid közleményben (1872, 292. old.). A később Prágában geográfus professzorként működött LENZ, akkor még mint a bécsi Reichsanstalt geológusa, megemlítette,

hogy ősmaradványokat gyűjtött a villányi Templom-hegyen, a triász dolomit fedőjében előforduló tömött, finomszemcsés, szürkéskék mészkőből. A fosszíliák: Terebratulida brachiopodák, belemniteszek és ammoniteszek, névszerint *Oppelia fusca* (=*Oxycerites* sp.), *Stephanoceras ferrugineum* (=*Reineckeia* sp.) és *Phylloceras mediterraneum* (=*Holcophylloceras* sp.) alapján a képződményt a Klaus-rétegekkel azonosította, ami akkor az alpi-kárpáti területen a középső-jurának megfelelő rétegtani kategóriaként volt használatos.

Az első részletes felvételeket a környéken HOFMANN Károly készítette, aki Villányban észlelte, hogy a homokos, márgás, vas-oolitos felső-dogger rétegek csak a hegység keleti részén fordulnak elő (1876, 23. old.). Gazdag faunát gyűjtött a vasas rétegekből, alaposan tanulmányozta a működő kőfejtőket, de ezeket az adatokat nem publikálta (lásd LÓCZY 1912).

PÁLFY (1901) szintén végzett vizsgálatokat a területen, és a legfontosabb adatokat, többek között a Templom-hegyi kőfejtő rétegsorát is közölte. Leírása és szelvénye szerint a meredek dőlésű összleten belül a kékesszürke márgás, kovás középső-jura mészkő és a fedő vastagpados felső-jura mészkő között egy ("rozsdás réteg" van, ami "majdnem kizárólag kövületekből és pedig uralkodólag ammonitokból áll" (PÁLFY 1901, 152. old.). A korábbi, HOFMANNtól meghatározott ősmaradványok és saját gyűjtése összegzéseként hosszabb listát közölt, aminek alapján a faunás réteget a felső-doggerbe sorolta.

1906-ban A. TILL bécsi geológus figyelmét felkeltette a villányi jura ammonitesz-fauna, és a Magyar Királyi Földtani Intézethez fordult, hogy az itt őrzött anyagot vizsgálatra megkaphassa. Kérését nem teljesítették, mire önálló kutatásba kezdett, bejárta a területet, és kollégája, TIETZE segítségével a kőbányászoktól számos ősmaradványt vásárolt a bécsi Földtani Intézet számára (TILL 1906, 1907a). 1906-os közleményében TILL néhány részletben pontosította HOFMANN és PÁLFY villányi juráról adott leírását, ami vitát váltott ki közte és PÁLFY között (PÁLFY 1907a, TILL 1907b, PÁLFY 1907b). A vita az ammoniteszes réteg korára, vastagságára, illetve feküjének és fedőjének hovatartozására vonatkozott. TILL első közleménye szerint a gazdag ammonitesz-fauna a középső-jura sorozat legfelső részéből származik, míg az alsó rész csak brachiopodákat és egyéb ősmaradványokat tartalmaz. Fauna-értékelésében (TILL 1907a) arra következtetett, hogy a fosszíliákban gazdag pad részben bath, részben kallóvi, túlnyomórészt kallóvi ammoniteszeket tartalmaz. A faunát később (TILL 1907b) kevert együttesnek tekintette, mivel tipikus Klaus-rétegeket – amit ő fáciesként értelmezett – a sorozatban nem észlelt. PÁLFY (1907a, b) lényegében egyetértett ezzel, és HOFMANN kéziratos jelentését idézte, melyben az állt, hogy az ammoniteszes pad és a közvetlenül alatta lévő brachiopodás mészkő ugyanabba a szintbe sorolható. A vita, ami végülis HOFMANN tömör megfogalmazású megállapításainak félreértelmezéséből fakadt, 1907 végére elcsitult.

Néhány rövid megjegyzés jelent meg a lelőhelyről (SCHAFARZIK 1904, 124. old.) és a faunáról (Vezető a ... 1909)[1], majd TILL monográfiája került kiadásra 1910-11-ben.

TILL munkájának alapját a bécsi Reichsanstaltban lévő anyag és a Frankfurt am Main-i Senckenberg Múzeumban őrzött, DREVERMANN német geológus gyűjtéséből származó kisebb gyűjtemény képezte (TILL 1909). Részletes kiértékelést adott a faunáról, és arra következtetett, hogy "a leírt kb. 330 példányból álló anyagban sem jellegzetes bath, sem tipikus oxfordi fajok nincsenek" (TILL 1910, 196. old). Kimutatta, hogy mindhárom (akkor ismert) kallóvi ammonitesz szint: a "Macrocephaluszone", az "Ancepszone" és az "Athletazone" képviselve van a faunában.

Időközben ifj. LÓCZY is megkezdte a villányi fauna őslénytani revízióját. Nagy anyaggal dolgozott: felhasználta HANTKEN 1870-es években gyűjtött, a Budapesti Tudományegyetem gyűjteményében őrzött 499 példányból álló anyagát, valamint saját gyűjtésével és a kőbányászoktól vásárolt példányokkal kiegészített, a budapesti Földtani Intézetben lévő HOFMANN- és PÁLFY-féle gyűjteményt. Munkája 1384 példány vizsgálatán alapult. A feldolgozó munkát részben Zürichben végezte (LÓCZY 1913), ROLLIER paleontológus professzor irányításával. Monográfiája 1915-ben jelent meg[2], és ebben 17 nemzetségbe tartozó 128 fajt írt le. A rétegtani eredményeket a következőképpen összegezte: "a villányi ammonitespadnak nem kevert, hanem szintek szerint elhelyezkedő, a callovien *M. macrocephalum* és *Reineckia*[3] *anceps* szintjeibe tartozó faunája van" (421. old.). Mindazonáltal néhány felső-bath (LÓCZY nómenklatúrája szerint felső-bradfordi) ammoniteszt is azonosított, ám ezeket úgy értelmezte, mint olyan formákat, amik "bizonyos enyhe mutációbeli különbözőségekkel vannak az eredetiekkel szemben alávetve" (419. old.), s így felhúzódhattak az alsó-kallóviba.

40 év telt el úgy, hogy gyakorlatilag semmi érdemleges újdonság nem került közlésre a villányi faunával kapcsolatban. 1956-ban ARKELL monumentális munkájában részletesen kitért a villányi ammoniteszeket ismertető monográfiákra, és ezek nyomán elfogadta, hogy ("a fauna zömmel a középső-kallóviba sorolható, de felső-kallóvi elemek is vannak benne". Ugyanakkor azt is felvetette, hogy a réteg "kondenzáltan tartalmazza a bath egy részének képviselőit is". 16 olyan fajt emelt ki LÓCZY munkájából, amik bath formák lehetnek (ARKELL 1956, 190. old.).

1 A Vezető a Magyar Királyi Földtani Intézet Múzeumában c. munka érdekességét az adja, hogy ebben a villányi jura sztratigráfia HOFFMAN eredeti koncepciója szerint került ismertetésre

2 LÓCZY monográfiája két nyelven: magyarul és németül került publikálásra, mindkettő a Geologica Hungarica I. kötete 3–4. füzeteként. A magyarnyelvű változat oldalszáma 229–454, a németnyelvűé 255–502. A szövegközti ábrák és a táblák számozása azonos. Jelen munkában a magyarnyelvű változat oldalszámait használjuk

3 A hibás *Reineckia* név használatának "hagyománya" egészen PÁLFYig 1901) vezethető vissza. Ezt a téves írásformát használta TILL, LÓCZY, és valamennyi későbbi szerző. Ez a hibás változat jelent meg azon a postabélyegen is, ami 1969–ben, a Földtani Intézet centenáriumára jelent meg, és egy "*Reineckia crassicostatát*" ábrázolt. KASZAP (1958) volt az első, aki a korrekt *Reineckeia* nevet használta

1958-ban KASZAP a kallóvi ammoniteszes pad új lelőhelyét fedezte fel a Villányi-hegység délkeleti részén, majd ennek alapján is újraértékelte a Templomhegyi faunát (1959). Utóbbi lelőhelyről, az ammoniteszes pad feküjéből egy frissen előkerült *Oxycerites* cf. *aspidoides* OPP. példányt említett, és azt írta, hogy az ammonitesz-gazdag réteg fokozatosan fejlődik ki az alatta lévő összletből. Értelmezése szerint az ősmaradványban gazdag réteg a felső-bath Hollandi és Discus Zónát, valamint a kallóvi Macrocephalus, Calloviense, Jason, Coronatum és (részben vagy egészben) az Athleta Zónát képviseli.

Ifj. NOSZKY, aki az 1959-ben Budapesten tartott Nemzetközi Mezozoos Kongresszusra kiadott anyagban készített összefoglalást a villányi juráról, a rétegsor alján "liász-affinitású" konglomerátumot, arra következő kemény, finomszemű bitumenes homokkövet említ, amiben bathra utaló ősmaradványok vannak, majd egy erre konkordánsan települő, 3 méter vastag ősmaradvány-dús padot, aminek lumasella-szerűen felhalmozódott ammoniteszei a bath, kallóvi és oxfordi (!) emeleteket jelzik (NOSZKY 1961).

1965-ben két lengyel kutató, RADWANSKI és SZULCZEWSKI részletesen megvizsgálta a villányi ammoniteszes padot. Kimutatták, hogy a kallóvi réteg gumóssága annak alsó és középső részén stromatolitos szerkezeteknek és onkoidos bekérgezéseknek köszönhető. A korábban jelzett bath és kallóvi formák együttes előfordulását úgy magyarázták, mint ami áthalmozott példányok és a gumós réteg keletkezése idején, vagyis a kallóviban az aljzatra került maradványok keveredésével jött létre (RADWANSKI & SZULCZEWSKI 1965, 1966).

A villányi jura értelmezésében a leglényegesebb fejlemény 1969-ben történt. Ekkor, a budapesti Mediterrán Jura Kollokvium előkészületei során lehetőség nyílt a felhagyott Templom-hegyi kőfejtőben és a szomszédos Somssich-hegyen új feltárások létesítésére és új anyag réteg szerinti gyűjtésére. Míg a terepi előkészítő munkálatok megkezdése előtt írott cikkek fenntartották a fekvő rétegek bath és az ammoniteszes pad kallóvi korát (GÉCZY 1971, FÜLÖP 1971, GALÁCZ & VÖRÖS 1971), a gyűjtésekből előkerült anyag más következtetésekre adott lehetőséget. Amikor a kirándulás résztvevői az újonnan feltárt Templom-hegyi és a korábban nem ismert Somssich-hegyi szelvényt megvizsgálták, kiderült, hogy az ammoniteszes pad fekvőjében lévő, jól megkülönböztethető rétegekből a brachiopodák és belemniteszek mellett pontosan meghatározható ammoniteszek gyűjthetők, és ezek az alsó-pliensbachi Jamesoni Zónát jelzik (lásd AGER & CALLOMON 1971). Az új feltárások alapján az is tisztázódott, hogy a liász homokos mészkő és az ammoniteszes pad között helyenként eróziós maradványként, foszlányokban található barnás színű homokos réteg szintén tartalmaz ammoniteszeket, amik viszont a bath emeletbe tartoznak. Ezek a tények megerősítették VÖRÖS 1968-as (1971-ben és 1972-ben publikált) vizsgálatainak eredményét, aki szakdolgozata készítésekor a stromatolitos ammoniteszes pad alatt különböző litológiájú liász, felső-bath és alsó-kallóvi rétegeket különböztetett meg. VÖRÖS 1971-ben dolgozta fel a villányi középső-jura kagylókat, ahol terepi tapasztalatai alapján a múzeumi anyagban is meg tudta különböztetni a bath és a kallóvi példányokat, kitöltő kőzetanyaguk szerint.

Az új feltárások jelentőségét felismerve jelen szerzők és VÖRÖS A. az 1970-es évek elején nagyszabású rétegenkénti gyűjtést végeztek a lelőhelyeken. Különösen eredményes volt a Templom-hegyi gyűjtés, ahol a bőséges magasabb kallóvi anyag mellett gazdag faunát sikerült begyűjteni a bath és az alsó-kallóvi rétegekből is. Az új anyag és a régebbi irodalom revíziója alapján rövid áttekintés jelent meg a villányi jura ammonitesz-faunákról (GÉCZY 1984), amiben először szerepeltek külön az alsó-pliensbachi, valamint a bath és a kallóvi emeletekre jellemző faunalisták. Ebben a munkában is kiemelésre került, hogy a felső-bathból, csakúgy mint az alsókallóviból előkerült példányok kőzetanyaguk alapján megkülönböztethetők.

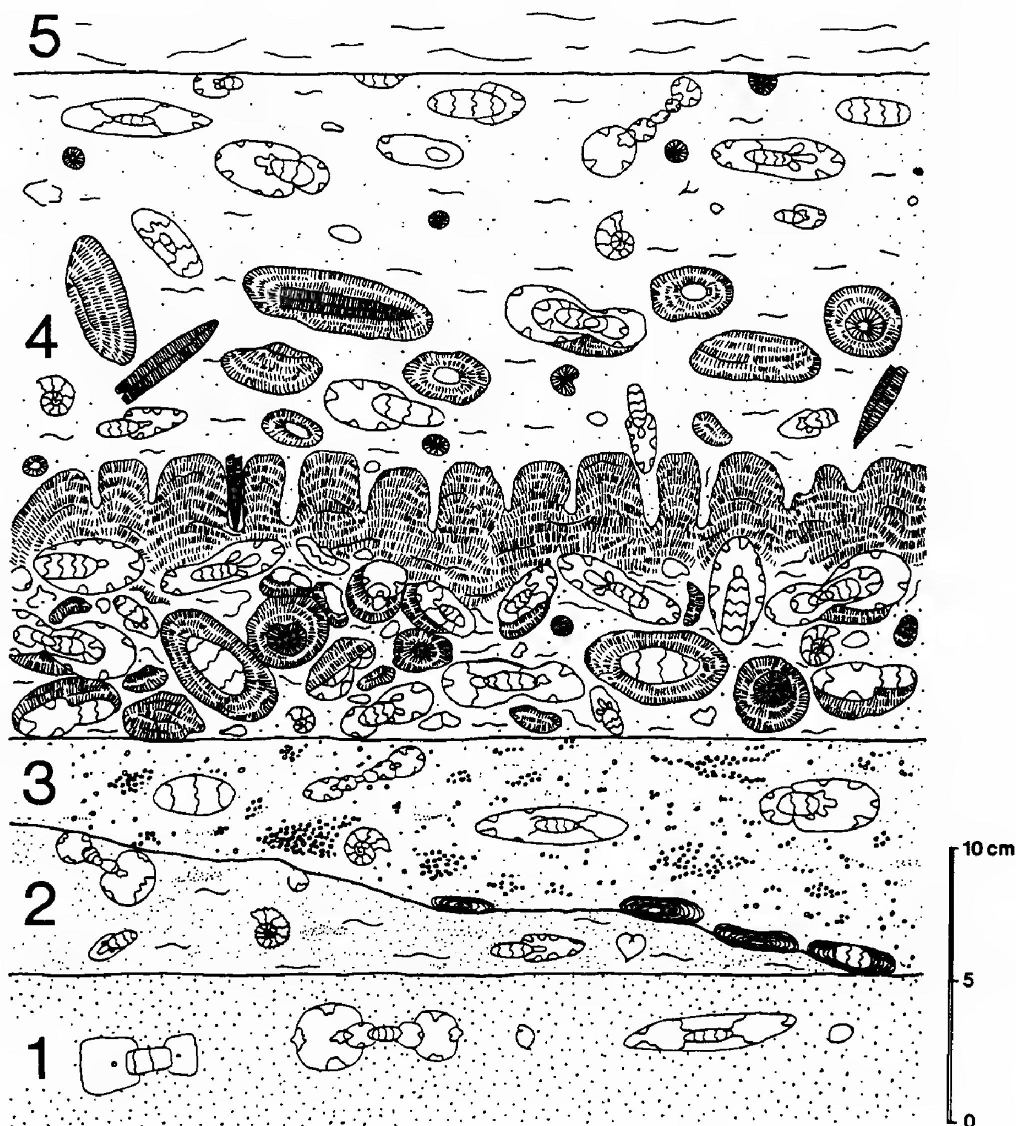
Az 1980-as években új vizsgálatok kezdődtek a Mecsek és a Villányi-hegység jura képződményeiről. Ezek keretében felmerült az igény a villányi ammonitesz-fauna revízióját illetően is. A revíziós munkálatok első részeként a liász ammonitesz-fauna feldolgozása és kiértékelése készült el (DOMMERGUES & GÉCZY 1989, GÉCZY 1998), míg a jelen munka a bath ammoniteszek vizsgálati eredményeinek összefoglalása.

Középső-jura képződmények a villányi Templom-hegyen

VÖRÖS vizsgálatai (1972) kimutatták, hogy a hegységben a legteljesebb liász–középső-jura rétegsor a villányi Templom-hegyen található. A bath és alsó-kallóvi rétegeknek a stromatolitos ammoniteszes pad alatti eróziós maradványokkénti értelmezését alátámasztja, hogy megjelenésük még e kis területen is esetleges. A kőfejtő középső részén az ammoniteszes pad alatt több centiméteres vastagságban mindkét réteg megtalálható, de a kőfejtő keleti végén már csak néhány gumó képében jelentkeznek az ugyancsak kivékonyodó liász és a stromatolitos pad között, a Templom-hegy falu felőli keleti oldalán pedig már a liász is hiányzik, és az ammoniteszes pad közvetlenül a triászra települ (VÖRÖS 1972, 1. ábra). Legnagyobb gyűjtést a kőfejtő közepén végeztünk, ahol a valamikor észak felől nyitott szállítóvágat meghosszabbításában a MÁFI 1969-es feltárása készült (VÖRÖS 1972, 7. ábra A és B szelvények). VÖRÖS vizsgálatai és saját megfigyeléseink alapján a középső-jura képződményeket az *1. ábrán* mutatjuk be. Alábbi megjegyzéseink az ábrába írott számok sorrendjét követik.

1. A sötétszürke, sárgásan málló kovás, tűzköves liász mészkő rétegek felső határa éles, a felszínt vékony vasoxidos kéreg borítja.

2. A bath mészkő színe sárgásbarna vagy szürke. Igen jellegzetesek az apró, szögletes kvarc- és dolomit-szemcsék. A vastagság erősen változó: 8 cm a bevágás szelvényében, de mindössze 1–2 cm a közvetlenül mellette lévő feltárásban. Az ősmaradványok többsége ammonitesz, amik fészkesen helyezkednek el, esetenként áthalmozódás, összemosódás nyomait mutatják. Teljes példányok ritkák, ezek is főleg kistermetű fajokhoz tartoznak. A nagyobb példányok csaknem kivétel nélkül töredékesen ágyazódtak be, lakókamrájuk legtöbbször hiányzik. VÖRÖS (1972, 6. ábra) összefoglalta a rétegben előforduló fosszília-csoportokat, ezt az új gyűjtések csak néhány Nautiloideával és belemnitesszel egészítették ki.



1. *ábra*. Jura rétegek a Villány környéki feltárásokban (összevont szelvény). 1 réteg: pliensbachi; 2. réteg: bath; 3. réteg: alsó-kallóvi; 4. réteg : középső-kallóvi (fő ammoniteszes pad); 5. réteg: oxfordi. További részletes magyarázat a szövegben

Abb. 1. Juraschichten in den Aufschlüssen der Umgebung von Villány (Gesamtabschnitt). Schicht 1: Pliensbachium; Schicht 2: Bathonium; Schicht 3: Unter-Callovium; Schicht 4: Mittleres Callovium (Hauptammonitenbank); Schicht 5: Oxfordium. Für weitere ausführliche Erklärungen s. Text

3. Az alsó-kallóvi mészkő barnás, néha zöldes, diszkontinuus réteget formál a bath mészkő felett. Vastagsága változó: néha csak az alatta lévő rétegek felületi egyenetlenségeit tölti ki, vagy 8-10 cm-es réteget alkot a stromatolitos pad alatt. Bázisán gyakoriak a limonitos bekérgezésű mészkő-klasztok, néha bath ammonitesz-kőbelek. Szövetében apró kvarc- és dolomit-szemcsék ismerhetők fel, és igen jellegzetesek a kb. 1 milliméteres limonitos ooidok. Ősmaradványok – főleg héjas ammoniteszek – gyakoriak, általában fészkesen dúsulva.

4. A fő ammoniteszes réteg, vagyis a stromatolitos pad 25–30 cm vastag, krémszínű, mikrites mészkő, törmelékszemcsék nélkül. Pirit-eredetű apró vasoxid-gumók előfordulnak. Mint arra RADWANSKI & SZULCZEWSKI (1966) és VÖRÖS (1972) is rámutatott, a pad 3 részből áll: alsó része világos színű, mikrites mészkő, néhány stromatolitos onkoiddal, a középső része többé-kevésbé összefüggő, oszlopos kifejlődésű stromatolitos szerkezet, míg a felső része tömött, finomszemű mészkő, néhány stromatolitos gumóval vagy onkoiddal. Az ősmaradványok, főleg ammoniteszek és belemniteszek végig gyakoriak, legtöbbször bekérgezetten.

5. Az ammoniteszes pad fedője a felső-jura világosszürke mészkő, ami megegyező dőléssel települ. A mészkő kora oxfordi (KASZAP 1963). Üledékhézag és (valószínűleg tenger alatti) eróziós felszín választja el a két képződményt, amit a kallóvi réteg felszínén látható, elvágott maradványok jeleznek.

Lithosztratigráfiai beosztást tekintve a liász rétegek (1) a Somssich-hegyi Formációba, a bath és kallóvi rétegek (2-4) a Villányi Formációba, a malm mészkő rétegei a Szársomlyói Mészkő Formációba tartoznak.

Villányi bath ammoniteszek

Jelen vizsgálatok során igyekeztünk a teljes villányi középső-jura ammonitesz-faunát áttekinteni. A revízió eredményeként a többezer példányt számláló teljes anyagból közel 170 bath ammoniteszt sikerült azonosítani. Bath példányok kerültek elő HOFMANN 1874-es anyagából, HANTKEN 1876 körül gyűjtött ammoniteszei közül, és néhány PÁLFY 1900-ban a Földtani Intézet gyűjteményébe elhelyezett anyagából is. TILL Bécsben és Majna-Frankfurtban őrzött anyagát nem vizsgáltuk, mivel TILL monográfiájában nincs nyoma bath példányoknak. A klasszikus anyag zömét, mintegy két tucat bath ammoniteszt LÓCZY saját gyűjteményében találtuk. Igen értékesnek bizonyult az a maradványanyag, amit 1962-ben FÜLÖP megbízásából VÍGH G. gyűjtött Villányban. Ez a gyűjtés – bár akkor a középső-jura rétegek kor szerinti különbözősége még nem volt ismert – példás alapossággal különböztette meg az ammoniteszes pad alatti, eltérő litológiájú rétegeket és az ezekből kikerült ősmaradványokat, így a később bath korúként azonosítható réteg faunáját is. Az 1972-ben jelen szerzők és VÖRÖS által végzett terepi munka során már tudatosan törekedhettünk a liász, bath, alsó- és középső-kallóvi rétegek faunájának elkülönített gyűjtésére. Ez a munka igen eredményes volt, és a jelenleg rendelkezésre álló anyag mintegy felét szolgáltatta. Az azóta eltelt években a lelőhelyen tett alkalmi látoga-

tások során egy-egy további példánnyal gyarapodott a bath gyűjtemény, amihez kollégáink is hozzájárultak.

Az ammonitesz-fauna szisztematikai kiértékelése a következő fajok előfordulását igazolta a villányi bath rétegben:

Phylloceras kudernatschi (HAUER, 1854)
Ptychophylloceras flabellatum (NEUMAYR, 1871)
**Adabofoloceras* sp. nov.?
Lytoceras adeloides (KUDERNATSCH, 1852)
**Paroxycerites subdiscus* (D'ORBIGNY, 1852)
**Oecotraustes (Paroecotraustes) waageni* STEPHANOV, 1961
**Oecotraustes (Paroecotraustes) maubeugei* STEPHANOV, 1966
**Oecotraustes (Paroecotraustes) paradoxus* J. ROEMER, 1911
Oecotraustes (Thraxites) thrax STEPHANOV, 1966
Prohecticoceras angulicostatum (LÓCZY, 1915)
Prohecticoceras retrocostatum (DE GROSSOUVRE, 1888)
Prohecticoceras mariorae (POPOVICI-HATZEG, 1905)
**Alcidellus tenuistriatus* (DE GROSSOUVRE, 1888)
**Cadomites (Polyplectites) claromontanus* KOPIK, 1974
**Parapatoceras tenue* (BAUGIER & SAUZÉ, 1843)
**Berbericeras (Berbericeras)* sp. nov.
**Berbericeras* (subgen. nov.) sp. nov.
**Choffatia (Choffatia)* cf. *praecursor* MANGOLD, 1970
**Procerites (Procerites)* sp. indet.
**Procerites (Siemiradzkia)* sp.
Wagnericeras balcanense (LÓCZY, 1915)
Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus (J. ROEMER, 1911)
**Bullatimorphites (Bullatimorphites)* sp. nov.
**Bullatimorphites (Sphaeroptychius) uhligi* (POPOVICI-HATZEG, 1905).

A felsorolásban csillaggal jelölt nevek a villányi faunában elsőként most azonosított fajokat jelölnek. A jelzés nélküli nevek azokra a fajokra vonatkoznak, amiket már LÓCZY is ismertetett, de akkor mint kallóvi alakokat (lásd alább). A listában szereplő új taxonok leírására az említett idegennyelvű publikációban (GÉCZY & GALÁCZ 1998) került sor.

A teljes bath ammonitesz-fauna feldolgozása megerősíti azt a korábbi felismerést (GÉCZY 1972, 1984), hogy a villányi középső-jura ősmaradványok az északnyugat-európai faunákkal mutatnak paleobiogeográfiai rokonságot. Ez az affinitás a villányi faunát a mecseki, hasonló korú együttesekkel, valamint a tágabb környéken a Bihar-hegységből (PATRULIUS 1996), továbbá a Déli-Kárpátokból (Swinitza; GALÁCZ 1994) leírt faunákkal együtt az ún. szubmediterrán régióba utalja.

A bath ammonitesz-fauna kora

A bath emelet biosztratigráfiai tagolása az utóbbi években jelentős pontosításra került. Egyrészt világossá vált külön szubboreális és szubmediterrán beosztás felállításának hasznossága a korábban egységesen ÉNy-európainak nevezett területre, másrészt bebizonyosodott, hogy lehetséges a finomabb tagolás szubzónákra és ún. ammonitesz fauna-horizontokra. A felső-bathra vonatkozó legfontosabb eredményeket MANGOLD (1984), WESTERMANN & CALLOMON (1988), CALLOMON et al. (1992), DIETL (1994) és MANGOLD & RIOULT (1997) alapján táblázatosan foglaljuk össze (*I. táblázat*).

A villányi bath ammoniteszek között meglévő *Prohecticoceras angulicostatum* alapján az első következtetés az lehet, hogy a kallóvi pad alatti ammoniteszes réteg az angulicostatum szintbe, tehát a legfelső bath Discus Zóna legalsó részébe tartozik. A *Paroecotraustes waageni, Paroxycerites subdiscus, B. (Bullatimorphites) hannoveranus, B. (Sphaeroptychius) uhligi* és *Parapatoceras tenue* fajokat mind közölték már korábban az angulicostatum horizontból, sőt egyeseket magasabb, kallóvi szintekből is. Mindig problémát okoz azonban legfelső-bath faunák pontos besorolása, ha, úgy mint Villányban, a zónajelző *Clydoniceras* nem fordul elő.

A fentebb közölt teljes faunalistából a *Paroecotraustes waageni* és a *Thraxites thrax* eredetileg a Balini Oolitból (Dél-Lengyelország) előkerült példányok alapján került leírásra. Ez a képződmény ugyan kevert faunát tartalmaz, de az alakok zöme az Orbis, illetőleg az ezzel közel egyező Retrocostatum Zónába tartozik (lásd MANGOLD et al. 1996). A Balini Oolitban *Paroecotraustes maubeugei, Paroxycerites subdiscus* és *Bullatimorphites (S.) uhligi* is előfordul. Ez utóbbi fajt, a *Prohecticoceras marioraevel* együtt, elsőként POPOVICI-HATZEG írta le (1905) a romániai Strunga faunájából, ami szintén felső-bath együttes, mint azt a zónajelző *Oxycerites orbis* előfordulása jelzi (*Oppelia aspidoides*ként in POPOVICI-HATZEG, 4. tábla, 1. ábra). Az *Oecotraustes (Paroecotraustes) paradoxus* sztratigráfiailag fontos eleme a villányi faunának, mert ezt a fajt korábban ÉNy-Németországban és Lengyelországban zónajelzőként használták az "Aspidoides Zóna" (=Orbis Zóna) egyes részeinek megfelelő intervallumra (lásd MANGOLD 1984, 1. táblázat). A "Paradoxus zónából" jelezte WESTERMANN (1958, 30. old.) a Villányban gyakori *Alcidellus tenuistriatus* előfordulását. KOPIK (1974) a lengyelországi Discus Zónát közvetlenül megelőző "Paradoxus zónából" írta le a *Cadomites (Polyplectites) claromontanus* typusát. A *Prohecticoceras retrocostatum* közismerten végig gyakori a felső-bath alsó és középső részén, a Hodsoni és Orbis Zónákban, míg a *Parapatoceras tenue* leggyakoribb a julii és histricoides szintekben, vagyis az Orbis Zóna középső és felső részén. Az új *Berbericeras* faj szintén jó rétegtani jelzőnek tűnik, mivel a Bihar-hegységből PATRULIUS posztumusz munkája (1996) azonos alakot jelez, *Parapatoceras* és *Hemigarantia* fajok társaságában. A kor eldöntése szempontjából fontosak a villányi Perisphinctidaek is. A *Choffatia* cf. *praecursor* igen közel áll MANGOLD fajához, amit a blanazense szintből, vagyis az Orbis Zóna alsó részéből írt le (1970). Mivel a villányi MANGOLD fajának második eddig ismert példánya, jogos feltételezés, különösen Perisphinctidae esetében, hogy a faj nagyobb elterjedésű, mint az eredeti leírás helyén. A

Az európai felső-bath tagolása zónákra, szubzónákra, valamint ammonitesz fauna-horizontokra, MANGOLD 1984, WESTERMANN & CALLOMON 1988, CALLOMON et al. 1992, DIETL 1994 és MANGOLD & RIOULT 1997 nyomán. Sötétebb árnyalattal a villányi bath rétegtani helyzete

Gliederung des europäische Ober-Bathoniums auf Zonen, Subzonen sowie Ammonitenfaunen-Horizonte nach MANGOLD 1984, WESTERMANN & CALLOMON 1988, CALLOMON et al. 1992, DIETL 1994 und MANGOLD & RIOULT 1997. Stratigraphische Lage des Villányer Bathoniums mit dunkler Schattierung

I. táblázat – Tab. I

		SZUBMEDITERRÁN területek			SZUBBOREÁLIS területek				
		ZÓNA	Szubzóna	ammonites fauna-horizont	ammonites fauna-horizont	Szubzóna	ZÓNA		
BATH	FELSŐ-BATH	DISCUS	Discus	*discus*	*arisphinctoides (hochstetteri)*	Discus	DISCUS	FELSŐ-BATH	BATH
			Hollandi (Angulicostatum)	*hollandi (angulicostatum)*		Hollandi			
		RETROCOSTATUM	Hannoveranus (Histricoides)	*retrocostatum (histricoides)*		Hannoveranus	ORBIS		
			Blanazense (Julii)	*julii*	*arbustigerum*	Blanazense			
				blanazense					
				quercinus		HODSONI			
	K.-BATH	BREMERI	Fortecostatum	*fortecostatum*					
			Bullatimorphus	*bullatimorphus*					

Siemiradzkia és *Wagnericeras* genusok villányi előfordulásának jelentősége az, hogy ezeket a nemzetségeket még soha nem jelezték Retrocostatum Zónánál magasabb rétegtani szintekből. Végezetül a *Bullatimorphites (B.) hannoveranus*, a Retrocostatum Zóna legfelső fauna-horizontjának ill. szubzónájának indexeként meggyőző adat az illető szintbe soroláshoz.

Végső soron a rétegtani kiértékelés azt jelzi, hogy a villányi szubmediterrán bath ammonitesz-fauna a Retrocostatum Zóna retrocostatum szintjébe ill. Hannoveranus Szubzónájába tartozik, ami megfelel a szubboreális beosztás szerinti Orbis Zóna felső, Hannoveranus Szubzónájának ill. fauna-horizontjának. Mindazonáltal a példányok zömének megtartási állapota (lásd fentebb) áthalmozottságra utalhat. Ha figyelembe vesszük azt is, hogy számos ammoniteszt jeleztek magasabb rétegtani szintekből is, és ami a legfontosabb, a *Prohecticoceras angulicostatum* szintén előfordul a faunában, akkor nem zárható ki az a lehetőség sem, hogy a villányi bath fauna fiatalabb, és felhúzódik a következő fauna-horizontba, a legfelső-bath Discus Zóna legalsó szintjébe is, megadva ezzel a villányi bath réteg korát.

Lóczy bath ammoniteszei Villányból

Oecotraustes (Thraxites) thrax STEPHANOV, 1966
(*I. tábla 1a–b. ábra*)

LÓCZY (1915, 302. old., 3. tábla 8–9. ábra, 62–64. szövegábra) ezt az ammoniteszt "*Oppelia (Oekotraustes) conjugens* WAAGEN (non MAYER)" néven írta le, ami bizonyítja, hogy felismerte: a WAAGENtől közölt forma (1869, 20. tábla 5. ábra) nem egyezik meg MAYER eredeti *Ammonites conjugens*ével. Ezt a felismerést formalizálta STEPHANOV (1966), amikor a WAAGEN-féle ammoniteszre új fajt, erre pedig új szubgenust alapított. ARKELL (1956) a LÓCZY-féle példányt *Oecotraustes* aff. *nodifer*nek tekintette, amivel egy alsó-bath ammoniteszre utalt. A példány pontos besorolása már korábban megtörtént (GÉCZY 1971, 467. old., GÉCZY 1984, 193. old.).

Az *O. (T.) thrax* typusa a Balini Oolitból (Dél-Lengyelország) származik. Az itteni fauna kevert felső-bath – alsó-kallóvi alakokat tartalmaz, de többségük a felső-bath Retrocostatum Zónába tartozik (MANGOLD et al. 1996). A faj más előfordulásai (pl. Lengyel-Tátra: PASSENDORFER 1935, Ausztria: KRYSTYN 1972, Dél-Németország: SCHAIRER 1989) szintén a felső-bath kort igazolják.

Prohecticoceras retrocostatum (DE GROSSOUVRE, 1888)
(*I. tábla 5a–c. ábra*)

LÓCZY ezt a példányt "*Ludwigia subpunctata* SCHLIPPE"-ként írta le (1915, 283. old., 4. tábla 6–7. ábra, 39. szövegábra), nem tudhatta ugyanis, hogy ugyanennek az alaknak szintén 1888-ben, de korábban DE GROSSOUVRE az *Ammonites retrocostatum* fajnevet adta, így ennek a névnek van prioritása.

A faj bath kora már LÓCZY előtt is ismert volt, így ezt is azon alakok között sorolta fel (1915, 419. old.), amik a "felső-bradfordienre" utalhatnak. A problémát

úgy oldotta meg, hogy apró morfológiai bélyegek alapján ezt a példányt is fejlettebb mutációnak vette, ami így már előfordulhat a kallóviban. A kisebb alaki eltérések azonban nem haladják meg a fajon belüli változékonyság mértékét, így a villányi példány (és az azóta az újabb gyűjtések szolgáltatta további kettő) mint zónajelző előfordulásával komoly bizonyíték a villányi bath réteg felső-bath korát illetően.

Prohecticoceras angulicostatum (LÓCZY, 1915)
(*I. tábla 2a–c. ábra*)

LÓCZY egyik klasszikus faja, amit "*Ludwigia angulicostata*"-ként írt le (1915, 62. old., 5. t. 4. ábra, 6. t. 1. ábra, 40–42. szövegábra). A típuspéldány elveszett, de gipszmásolata megvan, és az újabb gyűjtésekből is előkerültek példányok. ARKELL (1956) felismerte, hogy a faj bath ammonitesz, és a *Prohecticoceras* nemzetségbe tartozik. Bár ZEISS (1959, 90. old.) kallóvi formának tekintette és a *Hecticoceras* genus *Zieteniceras* szubgenusába sorolta, későbbi szerzők ARKELL álláspontját igazolták.

Rétegtani jelentősége akkor nőtt meg, amikor ELMI (1967, 456. old.) franciaországi faunavizsgálatok alapján az akkor még tágabban értelmezett Retrocostatum Zóna felső szakaszának index-fajául jelölte ki. Később tisztázódott, hogy az Angulicostatum Szubzóna ill. fauna-horizont a legfelső bath Discus Zóna legalsó részét alkotja (MANGOLD & RIOULT 1997). Villányi előfordulása vagy azt jelenti, hogy a faj Villányban, a típusterületen már korábban megjelent, vagy azt, hogy a villányi bath fauna az angulicostatum szint idején kondenzálódott.

Prohecticoceras mariorae (POPOVICI-HATZEG, 1905)
(*I. tábla 4a–b. ábra*)

LÓCZY "*Oppelia (Alcidia) Mariorae* POPOVICI-HATZEG" néven két példányt ábrázolt (1915, 4. tábla 5. és 14–15. ábra). ARKELL (1956) *Prohecticoceras*ként mindkettőt bath ammoniteszként értelmezte, de később WENDT (1963, 128. old.) rámutatott arra, hogy csak a 4. tábla 5. ábráján közölt forma sorolható POPOVICI-HATZEG fajába. Jelen újravizsgálat tisztázta, hogy ez a megállapítás helyes, mivel a 14–15. ábrák eredetije egy, a kallóvi stromatolitos padból származó példány, és valószínűleg a *Hecticoceras* genusba tartozik.

Az itt újraábrázolt példány jól mutatja a faj jellegzetes bélyegeit: a ritkás külső bordák végén, a külső sarkon elhelyezkedő, hosszirányban megnyúlt, éles csomókat.

A *P. mariorae* eredetileg a felső-bath Orbis Zónába tartozó strungai faunából került leírásra, és valamennyi későbbi említése is a felső-bathból való.

Alcidellus tenuistriatus (DE GROSSOUVRE, 1888)
(*I. tábla 3a–c. ábra*)

LÓCZY munkájában ez az ammonitesz "*Ludwigia Haugi* POPOVICI-HATZEG"-ként szerepel (1915, 285. old., 5. tábla 1–2. ábra, 43. szövegábra). *Prohecticoceras haugi*ként említve ARKELL (1956) ezt is bathra utaló formaként tekintette. Bár

a *P. haugi*, amelyet POPOVICI-HATZEG (1905) a strungai felső-bath faunából írt le, valóban hasonló alak, az új gyűjtésekből előkerült számos további példány vizsgálatából kiderült, hogy a villányi forma nem ebbe a fajba, hanem DE GROSSOUVRE *A. tenuistriatus*ába tartozik.

Az *A. tenuistriatus* meglehetősen gyakori faj, és mindenütt a felső-bath alsó részére jellemző (lásd KRYSTYN 1972).

Cadomites (Polyplectites) sp.
(*II. tábla 2. ábra*)

LÓCZY monográfiájában ez a példány "*Stepheoceras extinctum* ROLLIER" néven szerepel (1915, 313. old., 4. tábla 10. ábra). ARKELL (1956) *Cadomites* cf. *extinctus* (QUENST.)-ként mint valószínű bath ammoniteszt említette. A példányról korán kiderült (GÉCZY 1971; AGER & CALLOMON 1971; GALÁCZ 1980), hogy nem Villányból való, mert kőzetanyaga vörös, mikrites mészkő, eredeti héja mangánnal helyettesítődött, ami tipikus megtartási állapot a Magyarországon is gyakori, de a Villányi-hegységből teljesen ismeretlen ammonitico rossóból való ammoniteszeknél. Kétségtelen, hogy a példány véletlenül keveredett LÓCZY anyagába, a vizsgálatok idején.

Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus (J. ROEMER, 1911)
(*II. tábla 3. ábra*)

LÓCZY ennek a példánynak csak a lóbavonalát ábrázolta (1915, 316. old., 79. szövegábra), "*Sphaeroceras bullatum* D'ORB."-ként. A gyönyörű példány nagy mérete (legnagyobb szélessége közel 8 cm) arra enged következtetni, hogy a kőfejtés idején egyes helyeken a bath mészkő a közelmúltban feltártnál is vastagabb lehetett. A *B. bullatus* a legalsó-kallóvi fontos, a szubmediterrán területeken szubzóna-jelző ammonitesze (lásd pl. THIERRY et al. 1979), így a pontos meghatározás kulcsfontosságú. A példány már korábban átértékelésre került (*Bullatimorphites* cf. *hannoveranus* in GÉCZY 1984, 193. old.), az új gyűjtésekből származó példányok alapján végzett revízió pedig kétségtelenné tette, hogy a forma ROEMER fajába tartozik.

A *B. hannoveranus* rétegtanilag igen jelentős ammonitesz, mert bár vannak adatok legfelső-bath, sőt alsó-kallóvi előfordulásáról is (pl. CALLOMON et al. 1989), legjellegzetesebb a Retrocostatum/Orbis Zónában, ahol annak legfelső szubzónájának jelzője (WESTERMANN & CALLOMON 1988).

Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus (J. ROEMER, 1911)
(*II. tábla 1a–b. ábra*)

Eredeti meghatározással LÓCZY ezt a példányt mint kallóvi "*Macrocephalites subtumidum* WAAG."-t közölte (1915, 318. old., 4. tábla 9. ábra), ARKELL (1956) pedig *Tulites (Rugiferites)* sp. indet.-nek, tehát középső-bath ammonitesznek tekintette. Jelen újravizsgálat tisztázta, hogy a példány egy *Bullatimorphites (B.) hannoveranus* phragmoconusa. Belső kanyarulatainak feltárásával láthatóvá vált a *Bullatimorphitesek* nucleusaira oly jellemző, parabolikus csomókat viselő, szabálytalan bordázat.

Wagnericeras balcanense (LÓCZY, 1915)
(*I. tábla 6a–b. ábra*)

LÓCZY eredetileg "*Perisphinctes balcanensis*"-ként leírt fajának ábrázolt példánya (1915, 11. tábla 2. ábra, 13. tábla 3. ábra) elveszett, de itt ábrázolt gipszmásolata fennmaradt. Sajnos az eredeti példány hiányában annak kitöltő anyaga nem vizsgálható, így a származási hely kérdése sem dönthető el. LÓCZY eredetileg 3 példányt említett, melyből egy fellelhető volt anyagában, és ez tipikus bath mészkő-kitöltést mutat. Bár némileg különbözik a típustól, főbb jellegei: a tág köldök, a lapított keresztmetszet és a vastag, lekerekített, kettéágazó bordák, továbbá a lóbavonal *Wagnericeras*ra jellemző. Mindazonáltal nem zárható ki, hogy a típus a stromatolitos mészkőből származott, ebben az esetben LÓCZY faja a *Wagnericeras*tól eltérő, kallóvi Perisphinctidae genusba tartozik.

Köszönetnyilvánítás

Munkánk az OTKA T 022979 sz. projekt keretében készült az ELTE Őslénytani Tanszékén. Hálás köszönetet mondunk dr. VÖRÖS Attila barátunknak, aki annak idején a gyűjtésben, a terepi munkában, majd a gyűjteményi példányok kőzetanyag alapján történő azonosításában volt segítségünkre.

Táblamagyarázatok – Tafelerklärungen

I. tábla – Tafel I

1a–b. *Oecotraustes (Thraxites) thrax* STEPHANOV, 1966 [=*Oppelia (Oekotraustes) conjugens* WAAGEN (non MAYER) in LÓCZY 1915, 3. tábla 8–9. ábra]
Oecotraustes (Thraxites) thrax STEPHANOV, 1966 [= Oppelia (Oekotraustes) conjugens WAAGEN (non MAYER) in LÓCZY 1915, Tafel 3, Abb. 8–9]

2a–b. *Prohecticoceras angulicostatum* (LÓCZY, 1915); LÓCZY 1915, 5. tábla 4. ábráján és 6. tábla 1. ábráján szereplő holotypusának gipszmásolata
Prohecticoceras angulicostatum (LÓCZY, 1915); Gipskopie des Holotyps abgebildet auf Abb. 4 am Tafel 5 und auf Abb. 1 am Tafel 6 in LÓCZY 1915

3a–c. *Alcidellus tenuistriatus* (DE GROSSOUVRE, 1888) [=*Ludwigia Haugi* POPOVICI-HATZEG in LÓCZY 1915, 5. tábla 1–2. ábra]
Alcidellus tenuistriatus (DE GROSSOUVRE, 1888) [= Ludwigia Haugi POPOVICI-HATZEG in LÓCZY 1915, Tafel 5, Abb. 1–2]

4a–b. *Prohecticoceras mariorae* (POPOVICI–HATZEG, 1905) [=*Opplelia (Alcidia) Mariorae* POPOVICI-HATZEG in LÓCZY 1915, 4. tábla 5. ábra]
Prohecticoceras mariorae (POPOVICI-HATZEG, 1905) [= Oppelia (Alcidia) Mariorae POPOVICI-HATZEG in LÓCZY 1915, Tafel 4, Abb. 5]

5a–c. *Prohecticoceras retrocostatum* (DE GROSSOUVRE, 1888) [=*Ludwigia subpunctata* SCHLIPPE in LÓCZY 1915, 4. tábla 6–7. ábra]
Prohecticoceras retrocostatum (DE GROSSOUVRE, 1888) [= Ludwigia subpunctata SCHLIPPE in LÓCZY 1915, Tafel 4, Abb 6–7]

6a–b. *Wagnericeras balcanense* (LÓCZY, 1915); LÓCZY 1915, 11. tábla 2. ábráján és 13. tábla 3. ábráján szereplő holotypusának gipszmásolata
Wagnericeras balcanense (LÓCZY, 1915); Gipskopie des Holotyps abgebildet auf Abb. 2 am Tafel 11 und auf Abb 3 am Tafel 13 in LÓCZY 1915

Valamennyi ábra természetes nagyságban – *Alle Abbildungen in natürlicher Grösse*

II. tábla – Tafel II

1a–b. *Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus* (J. ROEMER, 1911) [=*Macrocephalites subtumidum* WAAG. in LÓCZY 1915, 4. tábla 9. ábra]
Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus (J. ROEMER, 1911) [Macrocephalites subtumidum WAAGEN in LÓCZY 1915, Tafel 4, Abb. 9]

2. *Cadomites (Polyplectites)* sp. [=*Stepheoceras extinctum* ROLLIER in LÓCZY 1915, 4. tábla 3. ábra]. Nem villányi példány!
Cadomites (Polyplectites) sp. [= Stepheoceras extinctum ROLLIER in LÓCZY 1915, Tafel 4, Abb. 3]. Keine Villány-Exemplar!

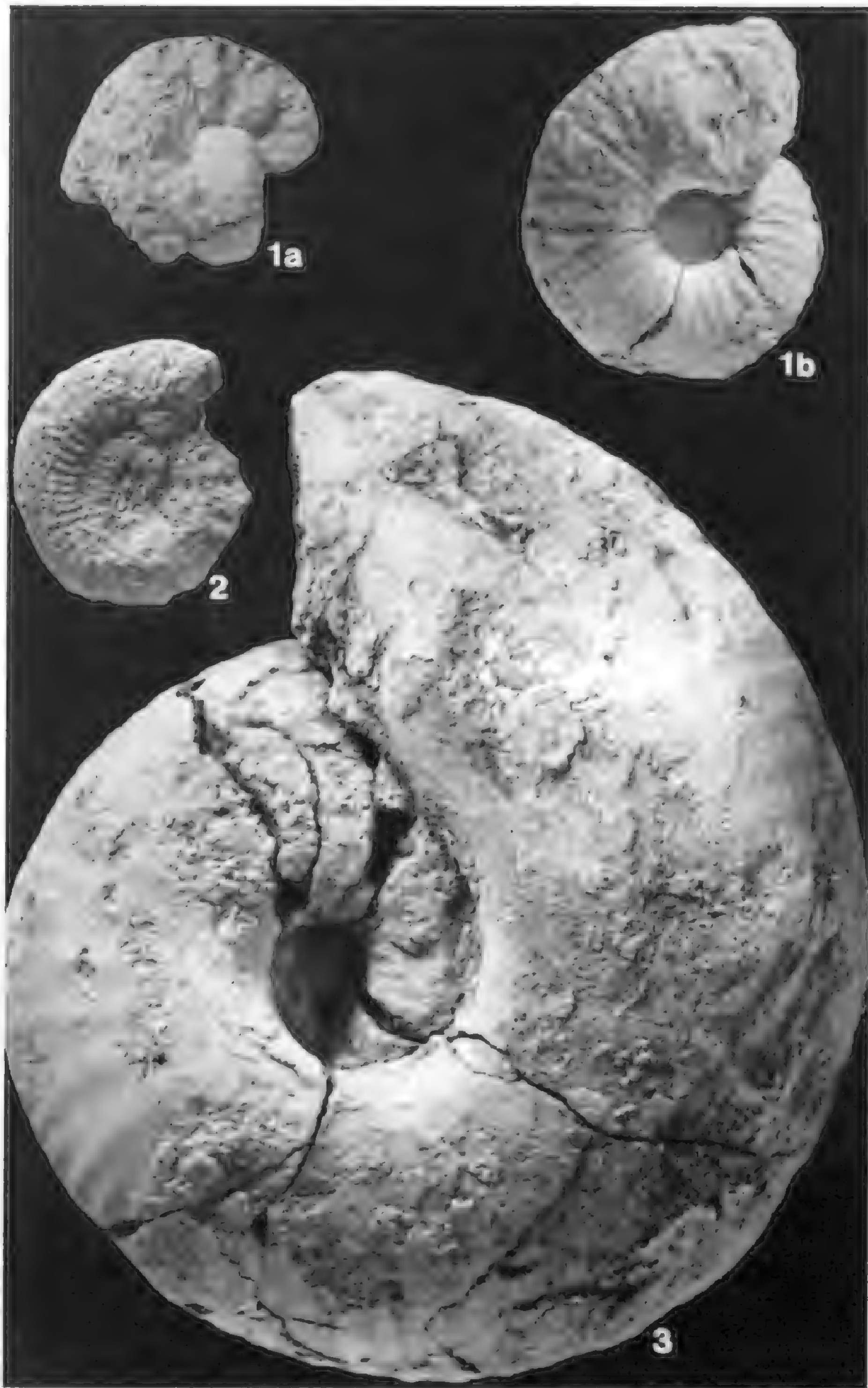
3. *Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus* (J. ROEMER, 1911) [=*Sphaeroceras bullatum* D'ORB. in LÓCZY 1915, 79. szövegábra]
Bullatimorphites (Bullatimorphites) hannoveranus (J. ROEMER, 1911) [= Sphaeroceras bullatum D'ORB. in LÓCZY 1915, Abb.79 im Text]

Valamennyi ábra természetes nagyságban – *Alle Abbildungen in natürlicher Grösse*

I. tábla – Tafel I



II. tábla – Tafel II



Irodalom – Literatur

AGER, D. V. & CALLOMON, J. H. 1971: On the Liassic age of the "Bathonian" of Villány (Baranya). – *Annales Universitatis Scientiarium Budapest., Sect. Geologica*, **14**, 5–16.

ARKELL, W. J. 1956: Jurassic Geology of the World. Oliver & Boyd, London, Edinburgh, 806 p.

CALLOMON, J. H., DIETL, G. & NIEDERHÖFER, H.-J. 1989: Die Ammonitenfaunen-Horizonte im Grenzbereich Bathonium/Callovium des Schwäbischen Juras und deren Korrelation mit W-Frankreich und England. – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B*, **148**, 1–13.

CALLOMON, J. H., DIETL, G. & NIEDERHÖFER, H.-J. 1992: On the true stratigraphic position of *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTHEIM, 1813) and the nomenclature of the standard Middle Jurassic "Macrocephalus Zone". – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B*, **185**, 1–65.

DIETL, G. 1994: Der hochstetteri-Horizont – ein Ammonitenfaunen-Horizont (Discus-Zone, Ober-Bathonium, Dogger) aus dem Schwäbischen Jura. – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Ser. B*, **202**, 1–39.

DOMMERGUES, J.-L. & GÉCZY, B. 1989: Les faunes d'ammonites du Carixien basale de Villány (Hongrie): un témoin paléobiogéographique des peuplements de la marge méridionale du continent Euro-Asiatique. – *Révue de Paléobiologie*, **8/1**, 21–37.

ELMI, S. 1967: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardeche. – *Documents des Laboratoires de géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, **19/2**, 257–507.

FISCHER, J.-C. 1994 (Ed.): Révision Critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny, Vol. I, Céphalopodes Jurassiques. – Masson, Paris, 332 p.

FÜLÖP, J. 1971: Les formations jurassiques de la Hongrie. – *Annales Instituti Geologici Hungarici*, **54/2**, 31–46.

GALÁCZ, A. 1980: Bajocian and Bathonian ammonites of Gyenespuszta, Bakony Mts., Hungary – *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica*, **39**, 1–227.

GALÁCZ, A. 1994: The age of the ammonite fauna from the classic Middle Jurassic locality of Swinitza (Banat, Romania). – *Palaeopelagos, Spec. Publ.*, **1**, 167–179.

GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. 1971: Dogger belemnite fauna of the Villány Mountains. – *Annales Instituti Geologici Hungarici*, **54/2**, 521–525.

GÉCZY, B. 1971: L'âge du banc a ammonites de Villány. – *Annales Instituti Geologici Hungarici*, **54/2**, 465–469.

GÉCZY B. 1972: A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika.[Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics] – *MTA X. Oszt. Közl.*, **5/3–4**, 297–311. (in Hungarian)

GÉCZY, B. 1984: The Jurassic ammonites of Villány. – *Annales Universitatis Scientiarium Budapest., Sect. Geologica*, **24**, 189–198.

GÉCZY, B. 1998: Lower Pliensbachian ammonites of Villány (Hungary). – *Hantkeniana*, **2**, 5–47.

GÉCZY, B. & GALÁCZ, A. 1998: Bathonian ammonites from the classic Middle Jurassic locality of Villány, South Hungary. – *Révue de Paléobiologie*, **17/2** (in press).

HOFMANN, K. 1876: Jahresbericht des Directors, Beilage b. – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1876/1**, 22–24.

KASZAP, A. 1958: Dogger rétegek újabb feltárása a Villányi hegységben. (Ein neueres Vorkommen von Doggerschichten im Villányer Gebirge). – *Földtani Közlöny*, **88/1**, 119–121 (in Hungarian with German abstract).

KASZAP A. 1959: Dogger rétegek a Villányi-hegységben. (Doggerschichten im Villányer gebirge (Südungarn)). – *Földtani Közlöny*, **89/3**, 262–269 (in Hungarian with German abstract).

KASZAP A. 1963: Investigations on the microfacies of the Malm beds of the Villány Mountains. – *Annales Universitatis Scientiarium Budapest., Sect. Geologica*, **6**, 47–57.

KOPIK, J. 1974: Genus *Cadomites* MUNIER-CHALMAS, 1892 (Ammonitina) in the Upper Bajocian and Bathonian of the Cracow-Wielun Jurassic range and the Góry Swietokrzyskie Mountains (Southern Poland). – *Inst. Geol. Biul.*, **276/7**, 7–53.

KRYSTYN, L. 1972: – Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbrüches bei Wien (Österreich). – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, **76**, 195–310.

LENZ, O. 1872: – Aus dem Baranyaer Comitat. – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt,* **1872/14**, 290–294.

LÓCZY L. jun. 1912: A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse des Villányer und Báner Gebirges). – *Földtani Közlöny,* **42**, 781–807 (in Hungarian and German).

LÓCZY L. jun. 1913: Baranya vármegye déli hegyvidékének geológiai viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse des Südlichen Baranyaer Comitates). – *Jahresberichte der ungarische geologische Reichsanstalt für* **1912**, 190–202 (in Hungarian and German).

LÓCZY L. 1915: A villányi callovien-ammonitesek monográfiája. (Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten). – *Geologica Hungarica,* **1/3–4**, 229–454, 255–502 (in Hungarian and German).

MANGOLD, C. 1970: Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. – *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon,* **41/1**, 1–376.

MANGOLD, C. 1984: Report of the Bathonian Working Group. In: MICHELSEN, O. & ZEISS, A. (eds): *International Symposium on Jurassic Stratigraphy,* Erlangen, September 1–8, 1984. – Symposium Vol. I, 67–75.

MANGOLD, C., MARCHAND, D., THIERRY, J. & TARKOWSKI, R. 1996: Les ammonites de l' "Oolithe de Balin" (Pologne); Nouvelle données et réinterprétation stratigraphique. – *Revue de Paléobiologie,* **15/1**, 55–77.

MANGOLD, C. & RIOULT, M. 1997: Bathonien. – In: CARIOU, E &, HANTZPERGUE, P. (eds): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et mediterranéen: zonations paralléles et distribution des invertébrés et microfossiles. – *Bulletin de Recherches Elf-Aquitaine-Production, Mémoire* **17**, 55–62.

NOSZKY J. jun. 1961: Magyarország júra képződményei. (Jurassic formations of Hungary) – *MÁFI Évk.,* **49/2**, 375–392 (in Hungarian).

PÁLFY M. 1901: Geológiai jegyzetek néhány dunamenti kőbányáról. (Geologischen Notizen über Steinbrüche längst der Donau). – *Földtani Közlöny,* **31/5–6**, 150–155, 177–183 (in Hungarian and German).

PÁLFY, M. 1907a: Bemerkungen zu Herrn TILLs Mitteilung: "Der fossilführende Dogger von Villány" – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt,* **1907/6**, 131–134.

PÁLFY, M. 1907b: Erwiderung auf Herrn TILLs Entgegnung. – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt,* **1907/15**, 360–364.

PASSENDORFER, E. 1935: Studja nad stratygrafja i paleontologja jury wierchowej w Tatrach. (Studien über die Stratigraphie und die Paläontologie des hochtatrischen Jura in Tatry). – *Annales de la Société géologique de Pologne,* 11, 83–103 (In Polish, with German abstract).

PATRULIUS, D. 1996: Ammonites hétéromorphes et autres Parkinsoniidés du Bathonien-Callovien inférieur de Vadu Crisului (Monts Apuseni – Roumanie). – *Memoriile Institutului Geologic al Romaniei,* **36**, 13–19.

POPOVICI-HATZEG, V. 1905: Les Céphalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga (Massif du Bucegi, Roumanie). – *Mémoires de la Société géologique de France,* **35**, 5–28.

RADWANSKI, A. & SZULCZEWSKI, M. 1965: Stromatolitok a Villányi hegység jura rétegeiben. (Preliminary note on the Jurassic Stromatolites of the Villány Mountains). – *Földtani Közlöny,* **95/4**, 418–422 (in Hungarian with English abstract).

RADWANSKI, A. & SZULCZEWSKI, M. 1966: Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). – *Annales Universitatis Scientiarium Budapest., Sect. Geologica,* **9**, 87–107.

SCHAFARZIK F. 1904: A magyar korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. – *Budapest, a Magyar Kir. Földt. Int. kiadványa,* 413 p.

SCHAIRER, G. 1989: Ammoniten aus dem Brauner und Weissen Jura von Sengenthal. – *Mitteilungen der Bayerischer Staatsammlung für Paläontologie und historische Geologie,* **29**, 109–131.

STEPHANOV, J. 1966: The Middle Jurassic ammonite genus *Oecotraustes* WAAGEN. – *Travaux sur la Géologie de Bulgarie, Sér. Paléontologie,* **8**, 29–69.

THIERRY, J., CARIOU, E., ELMI, S., MANGOLD, C., MARCHAND, D. & RIOULT, M. 1997: Callovien. – In: CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P. (eds): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations paralléles et distribution des invertébrés et microfossiles. – *Bulletin des Centres de Recherches Elf-Aquitaine-Production, Mémoire* **17**, 55–62.

TILL, A. 1906: Der fossilführende Dogger von Villány (Südungarn). – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt,* **1906/14**, 365–368.

TILL, A. 1907a: Zur Ammonitenfauna von Villány (Südungarn). – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1907/5**, 121–129.

TILL, A. 1907b: Herrn Dr. M. v. PÁLFY zur Entgegnung bezüglich Villány. – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1907/10**, 246–250.

TILL, A. 1909: Neues Material zur Ammonitenfauna des Kelloway von Villány (Ungarn). – *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1909/8**, 191–195.

TILL, A. 1910–1911: Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villány (Ungarn).– *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, **13**, 175–199, 251–272, pls 16–19 (1910); **24**, 1–49, pls 1–8 (1911).

Vezető a ... 1909: Vezető a M. Kir. Földtani Intézet Múzeumában. [A Guidebook to the Museum of the Royal Hungarian Geological Institute]. Budapest: 317 p. [in Hungarian]

VÖRÖS, A. 1971: The Lower and Middle Jurassic bivalves of the Villány Mountains. – *Annales Universitatis Scientiarium Budapest., Sect. Geologica*, **14**, 167–208.

VÖRÖS A. 1972: A Villányi-hegység alsó- és középső-jura képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. (Lower and Middle Jurassic formations in the Villány Mountains). – *Földtani Közlöny*, **102/1**, 12–28. (in Hungarian, with English abstract)

WAAGEN, W. 1869: Die Formenreihe des *Ammonites subradiatus*. – *Geognostisch–paläontologische Beiträge, 2. Band*, Heft **II**, 179–256.

WESTERMANN, G. 1958: Ammoniten-Fauna und Stratigraphie des Bathonien NW-Deutschlands. – *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, **32**, 1–103.

WESTERMANN, G. E. G. & CALLOMON, J. H. 1988: The Macrocephalitinae and associated Bathonian and Early Callovian (Jurassic) Ammonoids of the Sula Islands and New Guinea. – *Palaeontographica, A.* **203**, 1–90.

WENDT, J. 1963: Stratigraphisch–Paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. – *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, **2/1**, 57–145.

ZEISS, A. 1959: Hecticoceratinae (Ammonoidea jurassica). – Fossilium Catalogus, I. Animalia, 96, 1–143.

A kézirat beérkezett: 1998. 08. 17.

Földtani Közlöny 129/2, 213–248 (1999) Budapest

Karbonátos paleotalajok a gerecsei felső-triászban

Carbonate palaeosols from the Upper Triassic of the Gerecse Mountains, Hungary[1]

MINDSZENTY Andrea[2] – DEÁK Ferenc József[2]

(3 ábra, 5 tábla, 1 táblázat)

Key words: palaeosols, platform-carbonate, Triassic, Transdanubian Range, Hungary

Tárgyszavak: paleotalajok, karbonátplatform, triász, Dunántúli-középhegység

Összefoglalás

A Gerecse hegységben, a lábatlani Kecskekő oldalában működő kőbánya késő-triász korú, klasszikus Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkövet tár fel. A vizsgált 41 m-es szelvényben 19 Lofer-ciklus azonosítható. A ciklusok bázisán jelentkező szárazulati eseményekhez kapcsolódó üledékek (a ciklusok A, esetenként módosult B tagjai), a *karbonátos paleotalajok*, calcrete-ből, és/vagy agyagból állnak.

E képződmények vizsgálatát az a körülmény indokolja, hogy más paleotalajokhoz hasonlóan, elvileg ezek is felvilágosítást adhatnak (i) ásványos összetételük révén a szárazulati események idején uralkodott klímáról, ill. annak a teljes paleotalajszekvencia kialakulása során bekövetkezett esetleges változásairól, valamint (ii) fejlettségük révén a szárazulati események által képviselt *időtartamokról*.

A kecskekői szelvényben végzett részletes makroszkópos és mikroszkópos megfigyeléseink arra utalnak, hogy az agyagtartalom és a talajok érettsége – a várakozással ellentétben – nincs egyértelmű összefüggésben a talajképződést meghatározó paleoklíma viszonyokkal. A jelek szerint az agyagok nem pedogén, hanem eolikus eredetűek. A calcret-ek jobb klímajelzőnek bizonyultak, mint az agyagok: megjelenésük a szárazulati események idején uralkodott szemiarid klímát bizonyítja.

A vizsgált rétegsorban a talajok "időmérő" szerepe is rendhagyónak bizonyult. A talajvastagság ugyanis, más paleotalajokkal ellentétben, itt nem közvetlenül a talajfejlettség (azaz a talajképződéshez szükséges idő) függvénye. A legvastagabb paleotalajos szintek gyakran éppen igen csekély pedogén módosulást mutató vékony rétegek (gyengén fejlett talajok) szoros egymásutánjából adódnak, mutatván, hogy hosszan tartó (mélyre ható) intenzív talajosodás helyett az üledékképződéssel lépést tartó aggradáló pedogenezis eredményei. Az így kialakuló "talajvastagság" csak nagyon közvetett módon, az üledékképződési ráta ismeretében adhatna felvilágosítást a talajosodási esemény(ek) össz-időtartamára.

A Kecskekő 19 Lofer-ciklusában 45 szárazulati eseményt regisztráltunk. Attól függően, hogy paleotalajszintenként egy, vagy több szárazulati eseményt lehetett valószínűsíteni, egyszerű és összetett paleotalajokat különböztettünk meg. A makroszkópos megfigyelések és mikrofácies-vizsgálatok alapján, e két csoporton belül összesen 6 altípust különítettünk el. Megállapítottuk, hogy a megvizsgált szelvényben kizárólag a talajokra alapított "időmérés", megfelelő analógiák híján, megbízhatóan nem végezhető el. Mivel a Kecskekő rétegsora minden szempontból tipikus karbonátplatform rétegsor, azért úgy gondoljuk, megállapításunk általánosítható, s arra figyelmeztet,

---

[1] An extended abstract is to be found at the end of the Hungarian version of the paper.

[2] ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1088 Budapest, VIII. Múzeum krt. 4/A

hogy a karbonátplatformokat megszakító paleotalajokban rejlő információ teljes kiaknázásához a karbonátos paleotalajképződés folyamatainak jobb megismerése, valamint több, azonos platform doménhez tartozó és azonos időtartamot felölelő, kronosztratigráfiailag a talajoktól független módszerekkel feldolgozott szelvény talajainak tételes összehasonlítására lenne szükség.

Bevezetés

Paleotalaj szekvenciák képződése és megmaradása szempontjából elvileg azok az üledékképződési környezetek a legkedvezőbbek, amelyekben az üledékképződés jellegei biztosítják a talajosodási epizódokkal váltakozó, kevéssé, vagy egyáltalán nem erozív üledékfelhalmozódási események ismétlődését. Ilyenek pl. az alluviális medencék ártéri kifejlődései (RETALLACK 1990; WRIGHT 1994), a legtöbb eolikus üledékképződési környezet (pl. KUKLA 1977), a vulkanoklasztos területek üledékei s kiemelten ilyenek az egyenletesen süllyedő passzív lemezperemek karbonátplatform típusú üledékképződési környezetei is. Ez utóbbiak esetében – általánosan elterjedt vélemény szerint – a szárazulati események szabályszerű ismétlődésének oka tengerszintváltozásokban keresendő.

A klasszikus kifejlődésű Lofer-ciklotémák bázisán megjelenő paleotalajokra elsőként A. G. FISCHER (1964) hívta fel a figyelmet aki a ciklusnak ezt a részét "A" tagnak nevezte. FISCHER óta a képződmények számos részletes, a ciklicitás okát kutató publikációban szerepeltek. Azon túl azonban, hogy a talajosodott szintek jelenlétéből a szóban forgó relatív tengerszintesés szárazulati eseményt előidéző hatására lehetett biztonsággal következtetni, a paleotalaj-szekvenciákban rejlő lehetőségeket a kutatók sokáig nem aknázták ki. Közben azért egy-egy kiválasztott szárazulati esemény részletes elemzéséről kiváló munkák születtek, többnyire inkább karbonátszedimentológiai, mint paleopedológiai megközelítésből (JAMES 1972; HARRISON 1977; SMOSNA & WARSCHAUER 1981; ETTENSON et al. 1988 stb.). A paradigmaváltás a 90-es évek elejére esett (MARTIN-CHIVELET & GIMENEZ 1992; STRASSER 1991; stb.). A téma paleopedológiai vonatkozásairól legutóbb WRIGHT (1994) készített átfogó összeállítást.

Az utóbbi években a paleoklimatológiai és ciklosztratigráfiai kutatásokban a karbonátos paleotalajok szerepe jelentősen megnövekedett, mivel felmerült annak lehetősége, hogy ezek az üledékek az alluviális paleotalajokhoz hasonlóan (pl. ALLEN 1973, 1974) esetleg hozzájárulhatnak akár a klíma, akár az üledékfelhalmozódási sebesség pontosabb rekonstrukciójához. Az eddigi vizsgálatokból mára kiderült, hogy a karbonátos paleotalajok ásványos összetételükből és strukturális jellegeikből adódóan nem olyan közvetlen módon nyújtanak információt a talaj érettségéről, kialakulásának időtartamáról ill. a klímáról, mint az alluviális paleotalajok. Míg pl. az alluviális talajok esetében a vastagságot (ami általában a képződés időtartamával arányos) a talajérettség mértékének tekintik, számos szerző (SMOSNA & WARSCHAUER 1981; ETTENSON et al. 1988; MARTÍN-CHIVELET & GIMENEZ 1992; stb.) kimutatta, hogy a karbonátos paleotalajok esetében az érettség megállapításához a vastagságon kívül más paramétereket is figyelembe kell venni. SMOSNA és WARSCHAUER az üledékes, ásványos összetevőket és különböző élő szervezetek tevékenységének hatását

figyelembe véve kidolgozott egy félkvantitatív módszert, melynek segítségével a meteorikus hatás relatív időtartamát becsülték. MARTIN-CHIVELET és GIMENEZ szintén a pedogén makro- és mikromorfológiai jellegek alapján állították fel az általuk vizsgált paleotalaj-sorozat relatív fejlettségi sorát. ETTENSON és szerzőtársai hasonló alapokon osztályozták a karbonátos paleotalajokat. GINSBURG et al. (1977) recens karbonátos környezetekre vezették be az expozíciós index fogalmát, amely az árapály övön belül az egyes alkörnyezetek szárazra kerülésének relatív időtartamát mutatja százalékosan kifejezve. WRIGHT (1987) szerint előfordul, hogy adott talaj érettségi foka több, nem egyidejű talajosodási esemény összeharapódzásának eredményeként alakul ki. A különböző mértékű pedogén átalakuláson átesett karbonátos üledékeket DUCHAUFOUR (1982) gyűjtőnéven *kalcimagnézium talajoknak* nevezte el, melyek nagy részének fő összetevői szerinte (a) a pedogenezis következtében átalakult karbonátos (*calcrete*[1] vagy *caliche*) szint és (b) egy jellegzetesen *agyagos* szint.

Calcrete-nek a talajtan a $CaCO_3$-nak a talajszelvényben, oldódás és cementatív újrakicsapódás révén történő felhalmozódását nevezi. Ez alapvetően kétféle módon következhet be: (a) a s.str. *pedogén calcrete* a talajszelvényben lefelé migráló oldatokból válik ki, akkor, ha a talaj vízmérlege negatív: az oldott $Ca(HCO_3)_2$ a szelvényből nem tud eltávozni, hanem a csapadék és az evapotranspiráció viszonyától függő mélységben a talajszelvényen belül kicsapódni kényszerül, (b) az ún. *talajvíz ("groundwater")-calcrete* a talajszelvény mélyebb részén (a kapilláris zónában, vagy a talajvízszint alatt) a $Ca(HCO_3)_2$-ra telített talajvízből válik ki. Calcrete-ek képződése szempontjából különösen kedvezőek az alluviális/lakusztrikus, ill. a sekélytengeri karbonátos üledékképződési környezetek (BRAITHWAITE 1975, 1983; JAMES 1972; HARRISON 1977; GILE et al. 1966, MACHETTE 1985 stb. WRIGHT & TUCKER 1991, WALKDEN 1974; WALLS et al. 1975; ADAMS 1980; RIDING & WRIGHT 1981 stb.).

A sekélytengeri karbonátos sorozatokat megszakító paleotalajszintek *agyagjainak* eredetére vonatkozóan nincs általánosan elfogadott elmélet. Legnépszerűbb az a nézet, mely szerint az agyagok eolikus eredetűek. A Bahamákon BOARDMAN szóbeli közlés, FOOS (1991); MUHS et al. (1990) több jelenkori, ill. pleisztocén példán igazolták, hogy a nem-karbonátos alkotórészek anyaga uralkodóan a Szaharából származik. Az izolált, Bahama-típusú platformoktól eltérően, a szárazföldhöz csatlakozó platformok esetében elvileg az agyagnak folyóvizek útján történő szállítása sem zárható ki. Mindazonáltal az alluviális paleotalajokra jellemző szöveti–szerkezeti bélyegek nagy része (pl. O-A-B-C szintekre tagolódás, agyagásvány neoszintézis, agyagmigráció), a karbonátos paleotalajok esetében, értelemszerűen, ritkán tapasztalható. Sokszor a száraz-

1 Calcrete angol szó. Eredetileg felszíni eredetű vizekből kicsapódó kalciumkarbonát által keményre cementált homokos-kavicsos üledékekre használták. A szó etimológiája: CALcareous + conCRETE (utóbbi a hasonlóképpen összecementált kavicsból álló beton angol neve). Magyar nyelvű megfelelője ez idő szerint nincs.

rakerülést csak a karbonátos szubsztrátum szöveti átrendeződése, mikritesedése és/vagy vékonyabb–vastagabb, az egykori karbonáttérszínt borító agyag "leplek" jelenléte jelzi. A sekélytengeri karbonátos rétegsorok rövid időtartamú szárazulati eseményeihez kapcsolódó paleotalajok mikro- és makroszerkezeti bélyegeit ESTEBAN & KLAPPA (1983), MULTER & HOFFMEISTER (1968), JAMES (1972), HARISON (1977) és mások munkái nyomán ismerjük. A szárazra került karbonátos üledék felszínén, a meteorikus hatásnak kitett térszínen zajló folyamatok (oldódás, kicsapódás, mikritesedés, biogén hatások stb.) pedogén elváltozásokat hoznak létre, melyek mértéke és jellege nagyban függ az *üledék összetételétől*, az *uralkodó klímától*, és az *eltelt időtől*.

Hazánkban az elmúlt évtizedekben több szerző is foglalkozott a vizsgálatunk tárgyát képező Dachsteini Mészkő Lofer-ciklusos képződményeivel, de ezek elsősorban szedimentológiai szempontú vizsgálatok voltak (VÍGH Gy. 1925, 1933; VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1957, 1960 stb.). Az utóbbi években HAAS J. ciklosztratigráfiai és fácieselemző munkáiban vizsgálta az említett szinteket (HAAS 1987, 1988a, b, 1994, 1995a, b). Ezek paleopedológiai szempontú tanulmányozása az 1990-es évek közepétől folyik célzottan (DEÁK 1996; MINDSZENTY et al. 1996).

Paleotalajok vizsgálata során a legalapvetőbb és legfontosabb módszer minden esetben a részletes makroszkópos és mikroszkópos megfigyelés. Ezt a módszert alkalmazva tanulmányoztuk az észak-gerecsei kecskekői kőbánya Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkő sorozatának paleotalajait is. A 19 ciklusból álló paleotalaj szekvencia ahhoz természetesen rövid, hogy belőle akár a klímára akár az eusztatikus vízszintingadozásokra nézve általános következtetéseket vonjunk le. Célunk a vizsgálatsorozattal nem is ez volt. A cm-es felbontású elemzéssel a jelenség valódi természetét szerettük volna feltárni, és ezzel kiindulási alapot teremteni több és/vagy hosszabb szelvény egzaktabb, műszeres vizsgálatokkal kiegészített tanulmányozásához. Céljaink között szerepelt a paleotalajok csoportosítása is.

Helyszín

A kiválasztott szelvény a Gerecse hg. É-i részén, a Lábatlanhoz közeli Kecskekő kőbányában található. A kőbánya több művelési szintben, összesen mintegy 80 m vastagságban tárja fel a Dachsteini Mészkövet. A vizsgált szakaszt az alsó bányaudvar kb. 45 m-es falán jelöltük ki részben átfedve az ORAVECZ és PÉRÓ által felvett szelvény (l. később) nyomvonalát. Biosztratigráfiai adatok alapján (VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1960) a kérdéses rész kora késő-rhaetire tehető. A mészkő képződési környezete a Tethys-peremi self belső platformja lehetett, amely a süllyedéssel lépést tartó (vertikálisan aggradáló) fejlődéssel jellemezhető. A rétegsor kiválasztása a következő megfontolások alapján történt:

– a bánya jelenleg is üzemel, feltártsági viszonyai jók;
– a rétegsor egyes szakaszaiból paleomágneses mérések is történtek (MÁRTON & HAAS 1996);

– ORAVECZ J. és PÉRÓ Cs. 1984-ben részletes szedimentológiai felvételezést végeztek melynek alapján HAAS (1987) elvégezte a kőbánya ezen szelvényének ciklosztratigráfiai szempontú vizsgálatát.

Korábbi kutatások eredményei

A gerecsei triász képződmények érdemi kőzettani vizsgálatával először VÍGH Gy. (1925) foglalkozott, aki elsőként említi a Dachsteini Mészkő közé települt dolomitpadokat. A nori–rhaeti határt a Dachsteini Mészkő felső részében található agyagos szintekhez kötötte. Szerinte az agyagrétegek a tenger előrenyomulását jelzik. VÍGH G. (1943) a Dachsteini Mészkő felső szintjeiben a Nyugati-Gerecse több pontjáról említ egy ún. feketepettyes mészkövet és elkülönít egy vastagpados típust is. VÉGHNÉ NEUBRANDT (1957) a Dunántúli-középhegység, ezen belül a Gerecse hegység felső-triász képződményeit vizsgálta. A karbonátok ciklikus felépítésének okát a tengerszint ismétlődő változásaiban látta. 1960-ban megjelent átfogó munkája a Gerecse hegységi felső-triász képződmények üledékkőzettani és őslénytani vizsgálatainak eredményeit tartalmazza. ORAVECZ (1963) faciológiai és rétegtani szempontok alapján vizsgálta a Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeit. Megállapította, hogy a Fődolomit és a Dachsteini Mészkő határa nem időszinkron felület. HAAS (1987) cikluskorrelációt végzett a gerecsei felső-triász szelvények vizsgálata alapján. Ezen munka elvégzéséhez nagy segítséget nyújtott ORAVECZ és PÉRÓ 1984-ben a gerecsei Kecskekő kőbányában végzett szelvényezése, mintagyűjtése. Ugyancsak HAAS (1988) készített fácieselemzéseket Lofer-ciklusok alapján, gerecsei és bakonyi szelvények felhasználásával. HAAS (1995a, b) a karbonátszedimentológia legújabb eredményeit felhasználó keretbe illesztve ismerteti az Északi-Gerecse felső-triász karbonátplatform képződményeit felszíni és fúrási szelvények alapján.

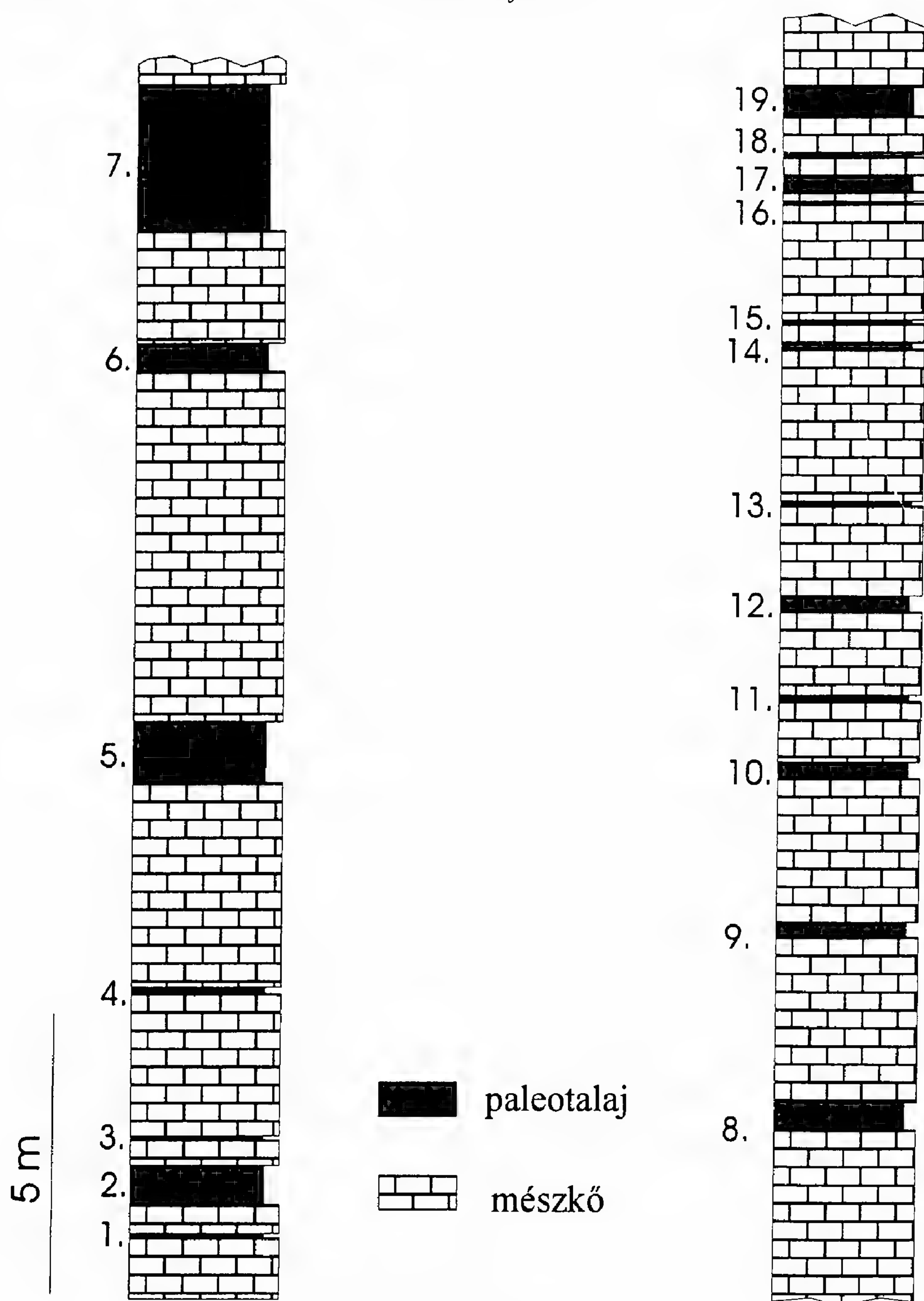
A vizsgált szelvény

A 41 m-es sorozat 19 klasszikus Lofer-ciklust tartalmaz (*1. ábra*). Az ,"A" és ,"B" tagokat cm-es részletességgel, míg a ,"C" szakaszokat kevésbé részletesen dolgoztuk fel. A rétegsorból 136 vékonycsiszolat, és 20 polírozott metszet készült.

A szelvény paleotalajos szintjeiben agyag és calcrete együtt is és külön-külön is előfordul. Ezekről makroszkópos és mikroszkópos vizsgálataink alapján a következő megállapításokat tehetjük.

Agyagok

Vastagságuk a rétegsorban néhány mm-től 10 cm-ig változik. Színük legtöbbször zöld, de lehet sárga, vörös, tarka is. Ásványos összetételükben, röntgendiffrakciós vizsgálataink (3 minta) tanúsága szerint, kevés kaolinit mellett uralkodó szerepet játszik az illit. Vasásványként goethit és kevés ?hematit volt azonosítható (itt je-



1. ábra. A vizsgált rétegsor

Fig. 1 Studied succession

gyezzük meg, hogy a VÉGHNÉ (1960) munkájában szereplő DTA elemzések a kecskekői dolomitos rétegtagok (2 minta) agyagfrakciójából montmorillonit, a HAAS (1995b) cikkében említett termikus vizsgálatok pedig (3 minta) illit-montmorillonit, illit és egy esetben kaolinit együttes jelenlétét igazolták). Terepi megfigyeléseink arra mutatnak, hogy a vasásványoktól eredő sárga-vörös szín nem minden esetben az eredetileg zöld agyag másodlagos oxidációjának terméke. Nem kizárt, hogy az eredeti mikrotopográfiai helyzet hatással lehetett a talajásványok által rögzített elsődleges redox viszonyokra. A zöld agyagok mésztartalma átlag 30% körüli (VÉGHNÉ NEUBRANDT (1960), ill. saját vizsgálataink). Ez részint finomszemcsés litoklaszt jellegű karbonáttörmelék hozzákeveredéséből, részint az agyaglaminák közeit kitöltő rostos ?késői kalcitcementtől ered. Mikroszkópi megfigyeléseink szerint a kőzetliszt méretű kvarc, földpát és csillám a leggyakoribb nem-karbonátos törmelékes ásványszemcse. HAAS (1995b) emellett a mikromineralógiai frakcióban finomhomok méretű biotitot, gránátot és epidotot is említ. Az agyagos szintekben több-kevesebb szabad szemmel is látható mészkőtörmelék is előfordul, melynek anyaga döntő mennyiségben a szubsztrátumból származik (disszoluciós breccsa). Ezek között a pedogén módosulást nem szenvedett darabok mellett calcrete-esedett klasztok, és fekete–sötétszürke kőzettörmelék darabok (black pebbles) is megfigyelhetők. A mészkődarabok mérete néhány mm-től több cm-ig terjedhet, felületük többnyire gömbölyded (korrodált). Egyes esetekben calcrete jellegű mészkiválás cementálja őket breccsává és ennek az újra feldolgozott, törmelékes szövetű anyaga is megtalálható az agyagba ágyazott klasztok között (*I. tábla 1.*). Az agyagokban talajszerkezetre utaló jellegek, gyökérnyomok, vagy egyéb gyökértevékenységre utaló elváltozások nem ismerhetők fel.

Calcrete-ek

A calcrete-ek a szelvény paleotalajos szintjeinek fő összetevői. Vastagságuk cm-től 0,5 m-ig változik. Színük sárgás, szürke, néha vöröses. Egyaránt előfordulnak masszív, breccsás, és laminált szerkezetű változatok (*I. tábla 2.; II. tábla 1.*). Az eredeti kőzetszövet a pedogén mikritesedés (CALVET 1982) azaz a szubsztrátum homogenizálódása miatt nem mindig ismerhető fel. Az átalakult üledékben az alábbi mikroszerkezetek, ill. szöveti bélyegek figyelhetők meg:

Gyökérnyomok vagy rizolitok/rizokonkréciók: (PLAZIAT & FREYTET 1978; KLAPPA 1980; RETALLACK 1990) több calcrete-es szintben megtalálhatók. A gyökérnyomok különböző formáit figyelhetjük meg, attól függően, hogy a gyökér helye, vagy az egykori gyökér maga milyen mértékben ásványosodott. Egyes estekben az üledék a gyökér körül több fázisban mikritesedett. Látható a gyökerek körül közel koncentrikus mikropátitos kiválás, vagy a gyökerek által okozott breccsásodás (=pedoturbáció) is (*III. tábla 1.; 2. ; IV. tábla 1.*).

Dolomitosodás: Vékonycsiszolatok festésével a calcrete-ek döntő részében dolomitosodás mutatható ki (*V. tábla 1.*).

A következő jelenségek nemcsak a szorosabb értelemben vett talajszintekben, hanem a Lofer-ciklotémáknak a talajképződés mélyebb szubsztrátumaként szolgáló "C" tagjában is előfordulnak.

Oldódási jelenségek: száz μm-es és cm-es nagyságrend között változó méretű oldási üregek, melyeket kalcit, és/vagy finoman laminált belső üledék tölt ki. Ezek a *mikrokarsztos* üregek sokszor elsődleges pórusokat (bioturbációs nyomokat, szemcsék közötti hézagokat) tágítanak tovább, de megtalálhatók eredetileg tömör (jelentősebb primer porozitással nem rendelkező) mikritben is. Jellegzetesek az ún. *pervazív oldódási* jelenségek is melyek a primer porozitást kihasználva szabálytalan felületek mentén valójában csak részleges oldódást és a nem vagy kevésbé oldódó üledékanyag (pl. egyes bioklasztok) átrendeződését okozzák (CARANNANTE et al. 1987). Ez általában az üledék színváltozásában, tömörödésében vagy fellazulásában nyilvánul meg. A vizsgált szelvényben gyakran előforduló oldódási forma.

Cementek: Az általánosan előforduló mozaikszerű, valószínűleg a sekély eltemetődés zónájában kivált pátos kalcitcementen kívül a következő típusok figyelhetők meg.

Izopach cement a talajszintek alatti packestone–wackestone szövetű szubsztrátumban jellemző, szubmarin, ill. részben esetleg meteorikus freatikus eredetű kiválás.

Meniszkusz cement a talajszintekhez közel, közvetlenül azok alatt található és egyértelműen a vadózus zónára utaló képződmény.

Sztalaktit, vagy függő cement a szubsztrátum egykori felszínéhez közel található, ugyancsak vadózus környezetet jelez (*V. tábla* 2.).

Fekete kavicsok/breccsák (Black pebbles): A vizsgált szelvényben a szubsztrátum talajszinthez közeli részein, a talajszintben, ill. a talajszint fölötti üledék bázisán vagy közvetlenül fölötte (max. 20 cm-ig) is előfordulhatnak. A törmelékdarabok mérete mm-től több cm-ig változik.

Eredetükre többféle magyarázat van, a kérdés máig sem eldöntött. STRASSER & DAVAUD (1983) a sötét színt szárazföldi szervesanyag hozzákeveredéséből származtatja. SHINN & LIDZ (1988) szerint erdőtüzek okozhatják a mészüledék feketedését, míg WRIGHT (1986) szerint a diagenezis korai szakaszában kivált, finom diszperz pirit okozza a sötét színt.

Breccsásodás: Nagyon jellemző struktúra az elsődlegesen agyagos talajszintek alatti szubsztrátum felső 15–20 cm-éig lehatoló breccsásodás. A törmelékdarabokat gyakran burkolja vékony agyaghártya. A szárazulati felszínre települő szubtidális tag alsó részében gyakran előfordul feltöredezett alga ill. calcrete törmelék ("rip-up breccia") is.

A paleotalajok csoportosítása

A rétegsor paleotalajait a talajszelvények szerkezete alapján alapvetően két nagy csoportra: *egyszerűekre* és *összetettekre* lehetett osztani. Az uralkodó ásványos összetétel és a mikrofácies jellegek szerint e beosztás további finomítása vált lehetővé, így végül hat típust különítettünk el. Ezek rendre a következők:

I.) típus Egyszerű, agyagos (2. ábra)

Jellemzés

Nagyon vékony, (néhány mm) általában zöld agyagrétegből állnak. Laterálisan esetenként néhány méteren belül kiékelődhetnek. Az agyag nem tartalmaz mészkőtörmeléket. A szubsztrátumban csak nagyon kevés oldódási jelenség látható, pedogén elváltozás nem figyelhető meg. A közvetlen fekü és fedő egyaránt árapályöv alatti üledék. (3.; 16. szintek)

Értelmezés (alternatívák)

(a) A tengerszint egyszeri relatív oszcillációjának eredményeként jött létre. Az agyag feltételezhetően eolikus úton került a karbonátfelszínre.

(b) Az agyagos szint nem intraformációnális képződmény, hanem eltemetődési diagenetikus vagy telogenetikus, rétegközi (*interstratal*) oldódás és anyagbeszüremkedés eredménye.

(c) Egyes kutatók (pl. ENOS & SAMANKASSOU 1996) szerint ezek az agyagszintek nyomási oldódás eredményei is lehetnek. Ők a Steinernes Meer Lofer-ciklusos Dachsteini Mészkövét újravizsgálva jutottak erre a következtetésre.

STRASSER & HILLGARTNER (1998) szerint a vékony agyagrétegek nem szárazrakerülést, hanem – éppen ellenkezőleg – hirtelen vízmélység növekedést, s emiatt a "karbonátgyár" átmeneti leállását jeleznék, azaz a "maximum flooding" üledékei lennének.

Az intertidális üledékek hiánya lehetne szubaeriális erózió következménye is, bár ennek nyomai a szubsztrátumban nem figyelhetők meg. Magyarázatul szolgálhatna még a bioerózió de ez a feltételezés is bizonyításra szorul.

Magunk részéről a (b) változatot tartjuk legvalószínűbbnek. A kérdést, véleményünk szerint, akkor lehetne (esetleg) eldönteni, ha nagy felbontású ciklosztratigráfiai módszerekkel bekalibrált szelvényben vizsgálhatnánk a szóban forgó agyagszintek helyzetét.

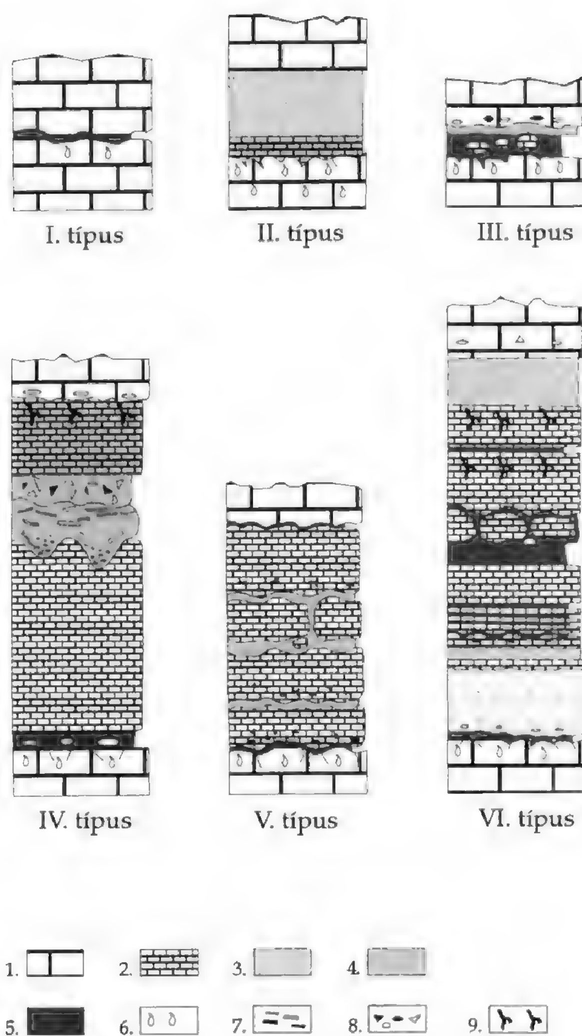
II.) típus Egyszerű calcrete-es (2. ábra)

Jellemzés

Ebbe a típusba calcrete-ek tartoznak, amelyekhez néhány mm-es agyagréteg társul. A vékony agyagcsík megjelenhet a calcrete-ekben közbetelepülésként, de az is előfordul, hogy teljesen hiányzik. Az eredetileg árapályövi sztromatolitos ("B"-tag) üledékek különböző mértékű calcrete-esedésről tanúskodnak. Az árapályöv alatti üledékből vagy fokozatosan fejlődnek ki, vagy annak erodált felszínére települnek. A calcrete-ekben gyökérnyomok, függő cementek, pedoturbáció figyelhető meg. A talajszint alatti üledékben a mikrokarsztos jelenségek gyakoribbak mint az *I.)* típusnál. (8.; 9.; 12. szintek)

Értelmezés

Valószínűleg a tengerszint egyszeri oszcillációjának az eredménye. A szárazulati epizód idején légköri porszállítás vagy egyáltalán nem, vagy csak nagyon kismértékben volt. A calcrete-esedés által érintett árapályövi üledéknek az *I.)*



2. *ábra.* Paleotalaj típusok. I. egyszerű agyagos; II. egyszerű calcrete-es; III. egyszerű vegyes; IV. összetett vegyes (1) (agyag<üledék<<calcrete) sorozat; V. összetett vegyes (2) (agyag<üledék>calcrete) sorozat; VI. egybeolvadó vegyes (agyag≅calcrete≅üledék) sorozat. Jelmagyarázat: 1. szubtidális mészkő; 2. pangó vízben leülepedett mésziszap; 3. részben calcrete-esedett–dolocrete-esedett algaszőnyeg; 4. calcrete/dolocrete; 5. agyag; 6. mikrokarszt jelenségek; 7. lemezes calcrete/dolocrete; 8. mészkő calcrete/dolocrete töredék, fekete kavics; 9. gyökérnyom

Fig. 2 Paleosol types. I clayey-simple; II calcretic-simple; III clayey-calcretic simple; IV composit mixed (1) (clay<deposit<<calcrete); V composit mixed (2) (clay<deposit>calcrete); VI cumulate mixed (clay≅calcrete≅deposit). Legend: 1 subtidal limestones; 2 muddy pond deposit; 3 partially calcretized/dolocretized microbial mat; 4 calcrete/dolocrete; 5 clay; 6 microkarst features; 7 laminated calcrete/dolocrete; 8 limestone, calcrete/dolocrete fragments, black pebbles; 9 rhizolith

típusban észleltnél nagyobb vastagsága arra utal, hogy itt a szárazulati esemény hosszabb időtartamú lehetett, ill. az agyaggal nem fedett sztromatolitos üledékek könnyebben calcrete-esedtek

III.) típus Egyszerű vegyes (2. ábra)

Jellemzés

Az előző kettőnél nagyobb mennyiségű agyag, és a második típusnál kevesebb calcrete jellemzi. Az agyag és a calcrete aránya változó. A calcrete általában az agyag fölött jelenik meg, de előfordulhat alatta is. Az agyagban mészkőtörmelék, calcrete klasztok, többszöri áthalmozásra utaló breccsa darabok, fekete kavicsok lehetnek. A talajszint szubsztrátumát képező árapályöv alatti üledékben fejlett mikrokarsztos jelenségek láthatóak. A talajszint fölötti, szintén árapályöv alatti üledék bázisán a talajszintből származó klasztok figyelhetők meg. (4.; 6A.; 11.; 13.; 14.; 15. szintek)

Értelmezés

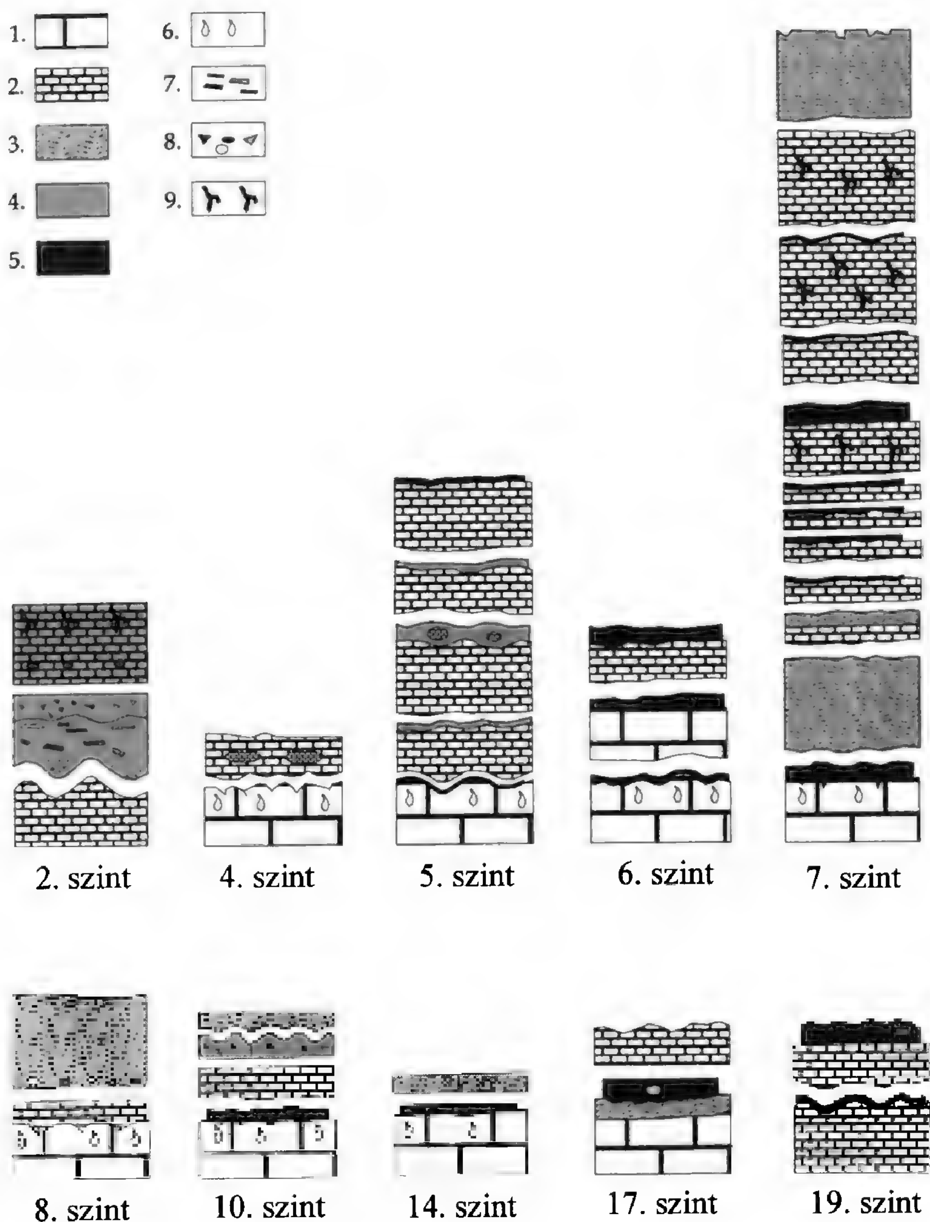
A többszörösen áthalmozott üledékek utalhatnak arra is, hogy az ilyen talajszintek esetleg nem kizárólag egy (vagy az előző két típusnál mindenképpen hosszabban tartó) szárazulati epizód eseményeit rögzítik (átmenetet mutatnak az egyszerű és összetett talajok között). A csapadék jelentős mennyiségű port moshatott ki a légkörből és a relatíve humidabb klíma intenzív karsztosodáshoz vezetett. A calcrete sapka a szárazulati esemény vége felé kialakuló talajnedvesség deficitet jelezheti.

A következő típusokra az jellemző, hogy biztosan több mint egy szárazulati esemény termékei: *összetett* paleotalajok. Ezek az alluviális üledékképződési környezetekből WRIGHT (1992) ill. WRIGHT & MARRIOTT (1996) által összeharapózó *(kompozit)* ill. aggradáló *(kumulát)* talajként leírt képződményeknek megfeleltethető paleotalajok (3. *ábra*). Összeharapózó talajokról beszélünk akkor, amikor az intraformácionális szárazulati epizódok során képződő paleotalajszelvények vastagsága nagyobb, mint az azokat egymástól elválasztó üledékképződési események során felhalmozódó nem-szárazulati üledékek vastagsága. Ilyenkor az egymást követő paleotalajszelvények összeharapóznak. Aggradáló ún. egybeolvadó talajok akkor képződnek, ha a nem-szárazulati üledékek vastagsága kisebb, mint a két üledéklerakódási epizód között eltelt idő alatt képződő talajszelvény egyes szintjeinek (A, E, B, C) vastagsága. A képződő talaj a hozzáadódó üledéket megemészti, a talajszelvény folyamatosan migrál fölfelé (MORRISON 1978; WRIGHT 1994; Fig. 18. 1. és WRIGHT & MARIOTT 1996, Fig. 1, 2).

IV.) típus Összetett, vegyes (agyag<üledék<<calcrete) sorozat (2. ábra)

Jellemzés

Uralkodóan calcrete-es összetett talaj-komplexum. Árapályöv alatti üledékre változó vastagságú agyag települ, melyre árapályövi, vagy árapályöv fölötti üle-



3. ábra Feltételezhetően több szárazulati eseményt rögzítő paleotalajszintek (2.; 4.; 5.; 6.; 7.; 8.; 10.; 14.; 17.; 19). A rétegoszlopok megszakításai a szárazulati események helyét jelölik

Fig. 3 Presumable frequent exposure events (marked by interruption of the columns) in paleosols N°s 2; 4; 5; 6; 7; 8; 10; 14; 17; and 19

dékek következnek. Éles, erősen hullámos eróziós felszín után laminált calcrete, calcrete-breccsa és tömeges calcrete települ rájuk, belső eróziós felszínekkel. A laminált calcrete-ben látható, hogy a lamináltságot a világosabb meszesebb és a sötétebb gyökérnyomokban gazdag szintek okozzák. A laminált calcrete-szint alján tepee szerű mikrostruktúra látható. A talajszelvény alatti kőzetben változó intenzitású karsztosodás figyelhető meg. (összevont 1–2.; és 10. szintek)

Értelmezés

Az összetett talajszelvény több különböző időtartamú intraformácionális szárazulati eseményt rögzít, melyek közül a legrövidebb valószínűleg az agyaghoz kapcsolódik. A calcrete belső eróziós felszíneinek értelmezésére elvileg két alternatíva kínálkozik (a) több nagyfrekvenciájú eusztatikus tengerszint változás nyomait jelzik, (b) az alacsony szupratidális helyzetben zajló talajosodást időről időre eseményszerű üledékfelhalmozódási epizódok (vihardagály, stb.) szakítják meg, s ez okozza a talajosodott szintek közötti üledékfelhalmozódást. Egyértelműen viharüledékre utaló mikrofáciest ugyan nem azonosítottunk, megfelelő aktuogeológiai analógia híján azonban véleményünk szerint ez az alternatíva sem zárható ki.

V.) típus Összetett, vegyes (agyag<üledék>calcrete) sorozat (2. ábra)

Jellemzés

Uralkodóan calcrete-es kompozit paleotalajtípus. Az alsó agyagszint hasonló mint a IV. típus esetében. Fölötte árapályövi, vagy árapályöv fölötti lokálisan pangóvízi, feltehetően schizohalin üledékképződési környezetben felhalmozódott mésziszapos, mikrites ostracodás üledékek váltakoznak különböző mértékben calcrete-esedett 3–10 cm-es szintekkel. A legfelső calcrete jól fejlett gyökérnyomos; gyakran függő cementtel kitöltött karsztos üregeket tartalmaz. Vékony agyagréteg fedi. (5. szint)

Értelmezés

(a) Ilyen talajszelvény kialakulását jól magyarázhatná egy alacsonyabbrendű tengerszintesésre szuperponálódó magasabbrendű tengerszint-ingadozás és a platformsüllyedés közötti hosszantartó egyensúlyi helyzet.

(b) Másik értelmezési lehetőség az, hogy az ilyen finom egyensúlyi helyzet segít a helyi autociklikus folyamatok termékeinek megőrződésében. Ebben az esetben a kis ciklotémák nem szükségszerűen a nagyfrekvenciájú Milankovitch-típusú oszcillációk termékei.

Mindkét esetben az elemi efemer talajosodási epizódok szuperponálódnak, de nem tüntetik el teljesen az őket egymástól elválasztó vékony üledékrétegeket.

VI.) típus Aggradáló (összeolvadó) vegyes (agyag≅calcrete≅üledék) sorozat (2. ábra)

Jellemzés

A talajos elváltozást mutató szintek közül, a kecskekői szelvényben a legvastagabb (4,65 m). A szárazulati eseményekhez itt uralkodóan agyagok társulnak.

Szárazulati epizódokkal elválasztott *gyenge* pedogén elváltozást mutató mésziszapos pocsolyák üledékei, algagyepek, valamint vékony *calcrete-es* és *agyagos* szintek váltakoznak. Az árapályöv fölötti üledékekben igen sok apró, gyökérnyomként értelmezhető, tubuláris szerkezet található. A talajszelvény középső részén van az egész vizsgált rétegsor legvastagabb (10 cm) agyagrétege (6B.; 7.; összevont 17–18–19. szintek)

Értelmezés

Valószínűleg ehhez rendelhető a leghosszabb talajosodási időtartam, de ez nem jelenti azt, hogy ebben az időintervallumban találkozhatunk egyben a legérettebb talajjal vagy talajokkal. Bizonyos értelemben az V. típus határesetének (annál hosszabb szárazulati időintervallumban bekövetkezett elváltozásnak) tekinthető. Feltételezhetően hasonló folyamatok hozták létre mint az V. típust. Valószínűleg attól némiképp eltérő klimatikus körülmények közt keletkezhetett, mivel ebben a típusban sokkal több az agyagos szint (humidabb klíma? nagyobb mennyiségű légköri porszállítás?). Esetleges autociklikus folyamatok hatása itt sem zárható ki.

Paleotalajaink csoportosítását az *I. táblázatban* más szerzők, efemer szárazulati felszínekhez kapcsolódó üledékeken végzett vizsgálatainak eredményével együtt foglaltuk össze.

A paleotalajok csoportosítását többváltozós matematikai módszerekkel (klaszterezés és sokdimenziós skálázás) is elvégeztük. A klaszterezés minden esetben Ward módszerrel (WARD 1963) készült, ami a hierarchikus klaszterező módszerek közül az agglomeratív módszerek csoportjába tartozik. A sokdimenziós skálázásnál esetünkben a minimális dimenziószám három volt. A matematikai analízisekhez is a makroszkópos és mikroszkópos jellegeket (paramétereket) használtuk (breccsa, fekete kavics, extraklaszt, loferit, laminit, fenesztrális üreg, bioturbáció, masszív calcrete, lemezes calcrete, breccsás calcrete, tepee, pond üledék, alveoláris szerkezet, mikrokarszt, pervazív oldódás, meniszkusz cement, sztalaktit cement, gyökérnyom, dolomitosodás és belső üledék). A matematikai módszerek alátámasztották a makroszkópos és mikroszkópos megfigyeléseink alapján, egyszerű gondolati úton elvégzett csoportosítás helyességét.

Diszkusszió

A szárazulati eseményekhez három nagy jelenségcsoport tartozik: agyagok leülepedése; calcrete-ek képződése és a karsztosodás. Mint ahogy már a bevezetőben szó volt róla, a sekélytengeri peritidális karbonát rétegsorok paleotalajaihoz kapcsolódó agyagok keletkezése nem tisztázott. A legelterjedtebb nézet szerint eolikus eredetűek (MUHS et al. 1990; FOOS 1991; BOARDMAN szóbeli közlés). A kecskekői szelvény agyagos rétegeiben a leggondosabb makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatokkal sem találtunk egyértelműen pedogenezisre utaló bélyegeket. Ennek vagy az az oka, hogy nem pedogén eredetűek vagy a

Paleotalajaink csoportosításának és más szerzők, szárazulati eseményekhez kapcsolódó üledékeken végzett osztályozási kísérletének összehasonlítása

Comparative table of plaeosol-ranking by various authors

I. táblázat – Table 1

EXPOZÍCIÓS INDEX (%-os értékek az egyes alkörnyezetek szárazra kerülésének relatív időtartamát mutatják) (Ginsburg et al. 1977) (Humid klíma)	10%	20%	30%	40% 50%	60%	70%	80%	90%	100%
	csatorna fenék	nyílt „tócsa„ (pangó víz)		mangrove mocsár		marsh-öv		csatorna peremek	
EXPOZÍCIÓS INDEX SOROZAT (R Smosna and S.M Warshauer 1981) (Arid klíma)	**index: 5** Leperditia Gipsz nyomok Közepesen magas fauna diverzitás		**index: 4** Leperditia LLH és SH sztromatolitok Algalaminit			**index: 3** Leperditia Kevés és alacsony diverzitású fauna Száradási repedések		**index: 2** Dolomitosodás LLH típusú sztromatolit Kevés és alacsony diverzitású fauna	**index: 1** Dolomitosodás Fosszília mentes Anhidrit nyomok
TALAJFEJLETTSÉGI FOKOZATOK (S. Martín-Chivelet and R. Giménez 1992) (Humid klíma)		**1. fokozat** Száradási repedések Mikrokarszt Mikritizáció		**2. fokozat** Mikrokarszt Mikritizáció Microcodium Gravitációs cement	**3. fokozat** Gravitációs cement Csomósodás Gyökérnyomok Mikropátitos belső üledék		**4. fokozat** Csomósodás Gyökérnyomok Mikropátitos belső üledék		
TALAJTÍPUSOK (Mindszenty, A.-Deák, F.J) (Szemiarid klíma)		**I. típus** Vékony agyagcsík	**II. típus** Kalkrét vékony agyaggal Gyökérnyom Gravitációs cement Mikrokarszt	**III. típus** Agyag >kalkrét Fejlett mikrokarszt Fekete kavicsok	**IV.típus** Uralkodóan kalkrétes Belső eróziós felszínek Gyökérnyom Mikrokarszt	**V.típus** Uralkodóan kalkrétes kompozit talajszint Belső eróziós felszínek Gyökérnyom Mikrokarszt	**VI.típus** Uralkodóan agyagos kumulát talajszint Legtöbb efemer talajosodási epizód		

leülepedésüket követő talajképződéssel jellemzett időszak olyan rövid volt, hogy az alatt érdemi talajszerkezet nem tudott kialakulni. Noha a paleopedológia a talajosodott képződmények agyagtartalmát általában klímajelzőnek tartja (nagyobb agyagtartalom - nedvesebb klíma), a vizsgált sekélytengeri karbonátos sorozat talajosodott tagjaiban található agyagok mennyisége nincs ilyen közvetlen összefüggésben a klímával, annál is inkább, mivel az agyagok egyszerű pedogén eredete sem bizonyítható. Ráadásul az agyagok az egyébként szemiarid klímát jelző calcrete-ekkel együtt is előfordulnak (igaz, a vastag calcrete-ekhez nagyon kevés agyag társul). Ha elfogadjuk az eolikus eredetet, a porszállítást nem zárhatjuk ki a száraz periódus alatt sem. Abból a megfontolásból kiindulva, hogy több csapadék nagyobb mennyiségű port képes kimosni (=kiülepíteni) a légkörből, az agyagos szintek vastagságában kifejezésre jutó agyagmennyiség változásának elvileg lehetne közvetett klímajelző szerepe.

A kérdéskör más megközelítésből is vizsgálható. Tegyük fel, hogy a talajképződés színhelyének klímája időben nem változik, változik viszont a magas légrétegekben a porszállítás intenzitása. Ez azonos szárazulati időtartamok esetén is változó mennyiségű agyag felhalmozódásához kellene, hogy vezessen. Konstans porszállítás esetén az agyagrétegek vastagságának változásához a szárazulati események időtartamának változása volna szükséges.

Az agyagok előfordulása, vastagsága és a klíma közötti bonyolult kapcsolatrendszer tisztázása további célvizsgálatokat igényel.

A humiditás mértékére elvileg a karsztosodás intenzitása is jó felvilágosítást adhatna. Esetünkben azonban ez a megközelítés sem alkalmazható ilyen egyszerűen. Különös óvatosságot igényelnek az összetett paleotalajok. A mikrokarszt jelenségeknek (oldási üregek, függő cementek stb.) a szubsztrátumban észlelhető gyakorisága és az agyagos szintek vastagsága között egyértelmű összefüggést a vizsgált szelvényben nem tudtunk kimutatni. Calcrete és karszt csaknem minden talajosodott szintben együtt jelenik meg. Kivéve az *I.)* típus, ahol csak agyagot észleltünk, de ennél a típusnál maga a szárazrakerülés ténye is további bizonyításra szorul.

Az összetett típusokban az egyes szárazrakerülési periódusok karsztosodási folyamatainak esetleges átfedése (D'ARGENIO et al. 1997) is tovább bonyolítja a képet. Az intenzív karsztosodás tehát utalhat a humiditás megnövekedésére de jelezheti egyszerűen a karsztosodás hosszabb időtartamát, ill. ismétlődő/szuperponálódó jellegét is.

A klímáról a legközvetlenebb felvilágosítást a calcrete-es szintek adják. A kalciumkarbonátnak a talajszelvényben való felhalmozódásához mindenképpen szükséges, hogy az evaporáció/precipitáció egyensúlya legalább az év egy részében az evaporáció javára tolódjon el. Ez azt jelenti, hogy a calcrete-ek képződése idején a klíma legalábbis *szemiarid* kellett hogy legyen. A vegyes, váltakozva calcrete-es és agyagos kifejlődésekből álló paleotalajszintek valamint a calcrete-ekhez gyakorta társuló mikrokarszt jelenségek azonban arra figyelmeztetnek, hogy az összefüggés nem ilyen egyszerű. A látszólagos ellentmondás egyik lehetséges feloldása, ha feltételezzük, hogy a klíma a szárazulati epizód tartama alatt változott, mégpedig úgy, ahogy ezt a kecskekői vegyes talaj-

szintekhez sokban hasonló felépítésű angliai ill. walesi, karbonidőszaki paleotalajszintekkel kapcsolatban VANSTONE (1996) felvetette. Az ő elképzelése szerint a talajképződéshez vezető relatív tengerszintváltozás regressziós és transzgressziós szakasza szemiarid, míg az alacsony vízszintű szakasz humid klímával lenne jellemezhető, s a talajszelvényben a kalkrét-agyag-kalkrét sorozat egymásutánja a szárazulati esemény idején lezajlott szemiarid-humid-szemiarid klímaváltozást tükrözi.

A másik lehetőség az, ha a calcrete-képződést a sekély talajvízből kapillárisokon keresztül a talajfelszínig emelkedő és ott kicsapódó karbonát felhalmozódásával magyarázzuk (vö. "amphipercolative moisture system" YAALON 1983). A karbonátkiválás ebben az esetben is a regresszív ill. transzgresszív szakasszal korrelál, de a calcrete–mikrokarszt–calcrete sorozat kialakulásához nem feltétlenül szükséges a drasztikus klímaváltozás. Amikor a talajvízszint elég magasan van ahhoz, hogy a kapilláris zóna elérje a talajfelszínt (regresszív és transzgresszív szakasz) akkor szezonálisan szemiarid klímán calcrete képződhet, "lowstand" idején pedig, a vadózus zónában mikrokarszt jelenségek alakulhatnak ki. A calcrete-ekhez társuló agyagok túlnyomórészt zöldesszürke színe és a mikroszkópban könnyen azonosítható korai diagenetikus pirit jelenléte egyértelműen hidromorfiára utal, ami ugyancsak a sekély talajvízből való karbonát kicsapódás lehetőségét látszik megerősíteni. Itt kell megjegyezni, hogy bár a talajok nagy részénél az agyagok zöldes színűek, több esetben találkozhatunk vöröses, barnásvörös színű agyag ill. calcrete rétegekkel is, ami a probléma bonyolultságára hívja fel a figyelmet.

Az agyagokról, calcrete-ekről és karsztosodott üledékekről egyaránt elmondható, hogy az esetleges eróziós folyamatok az eredeti vastagságokat lokálisan módosíthatják! Valószínűleg ilyen intraformácionális-eróziós folyamatok nyomait láthatjuk pl. az összevont 1–2. és a 10. számú talajszintekben. Az első esetben laminált calcrete – mikrites mészkő eróziós felszínére éles határral sajátanyagú breccsája települ. A 10. szintben hullámos eróziós (?) felszín által elmetszett calcrete-breccsát észleltünk. A hiányzó anyagmennyiségre vonatkozóan ezekben az esetekben semmiféle konkrét információval nem rendelkezünk. Ciklosztratigráfiai megfontolások (LONGO et al. 1994; D'ARGENIO et al. 1997) szerint a hiány maximum dm nagyságrendű lehet.

Az összetett, kumulát típusú talajok ebből a szempontból különleges esetet képviselnek: a 7. talajszinten belül pl. csaknem 4,65 m-en keresztül gyakorlatilag folyamatos aggradációt tapasztaltunk! Tényleges erózió nem volt kimutatható, az egymást követő efemer szárazulati időszakokban a két szárazulati esemény között lerakódott vékony üledékrétegek csupán enyhe pedogén elváltozásokat mutatnak.

Összefoglalás, következtetések

Végeredményben megállapítható, hogy a vizsgált rövid rétegsoron belül markáns klímaváltozást a paleopedológiai megközelítéssel lefolytatott vizsgálatok nem igazolták. Az agyagtartalom nincs arányban a talajok érettségével. Az agyagok nem pedogén eredetűek, vélhetően szél által szállítottak. Az agyagok és a

karsztjelenségek klímajelző értéke nem egyértelmű, a calcrete-ek és dolocrete-ek paleotalajszinteken belüli dominanciája ezzel szemben jól elfogadható *szemiarid klímajel*nek mutatkozik. Amennyiben elfogadnánk, hogy az agyagok vastagsága a légkörből csapadék által kimosott agyag mennyiségével arányos, akkor ezt a meglehetősen sommás állítást tovább lehetne árnyalni. Azt mondhatnánk pl., hogy a calcrete-es epizódok egy része relatíve humidabb, más része relatíve aridabb eseményeket tükröz (a calcrete-ek és agyagok dominanciája változik). Ezen állítás igazolásához azonban be kellene bizonyítanunk, hogy a calcrete/agyag viszonyának a kecskekői szelvényben megfigyelt vertikális változásai regionálisan nagy területen korrelálhatóak.

A paleotalajokat felépítésük alapján a vizsgált karbonátos sorozaton belül alapvetően *egyszerű* és *összetett* típusokba lehetett sorolni. Az egyes típusokba sorolható szelvények jellegében mutatkozó különbségeket, véleményünk szerint, a tengerszintváltozás és a süllyedés ütemének egymáshoz való viszonya határozza meg.

Az *egyszerű típusok* (I.; II.; III.) esetében a különféle rendű tengerszintváltozások eredőjeként értelmezhető aktuális tengerszint a süllyedő platform felszíne fölött helyezkedik el és a talajok az *egyszeri* (magasabb rendű) relatív tengerszint-oszcilláció eredményeként, hosszabb-rövidebb, de egy ciklus felénél valószínűleg nem hosszabb időre szárazra kerülő platformszektorokban keletkeznek (vö. WRIGHT 1994). A talajképződéshez vezető tengerszint változás periódusának, ill. a félciklus hosszának kizárólag paleopedológiai módszerekkel való pontos meghatározására jelenleg nem látunk lehetőséget. WRIGHT (1994) dél-angliai megfigyeléseire alapozva néhány ezer évre becsli a földpálya excentricitásával kapcsolatba hozható asztronómiai ciklusok által meghatározott, egyedi szárazrakerülési események tartamát. A továbbiakban ciklosztratigráfiai módszerekkel részletesen feldolgozott, jó korfelbontású szelvények paleotalajainak elemzésére volna szükség ahhoz, hogy analógiás alapon az ilyenfajta becslések ellenőrizhetőek/finomíthatóak legyenek.

Az *összetett talajszintek* (IV.; V.; VI.) kialakulását véleményünk szerint a tengerszintváltozás és a platformsüllyedés között megvalósuló egyensúlyi helyzet magyarázza. Ebben az esetben a tengerszint hosszú időn át (akár több 4. rendű azaz 10^5 év nagyságrendű ciklusnak megfelelő időtartamon keresztül is) a platformperem közelében, közvetlenül az alatt marad, csökkenésének üteme ugyanis olyan, hogy gyakorlatilag lépést tart a platform süllyedésével. Ilyen esetben az alsó szupratidális régióban *autociklusos* folyamatok is eredményezhetnek összeolvadó-típusú paleotalajképződést (vö. STRASSER 1991), míg, ha *allociklusos* modellben gondolkozunk, akkor a 3. rendű görbére szuperponálódó 4–5. rendű tengerszint ingadozások által indukált, ismétlődő, igen kis akkomodációs teret biztosító elöntésekkel magyarázhatjuk az aggradáló összeolvadó talajok képződését.

Fentiekből következik, hogy a karbonátplatformokon kialakult paleotalajok "időmérő" szerepe rendkívüli óvatossággal kezelendő. A (látszólagos) talajvastagság ugyanis itt semmiképpen nem közvetlenül a talajfejlettség (azaz a talajképződésre fordított idő) függvénye. A legvastagabb paleotalajos szintek gyakran éppen igen csekély pedogenetikus módosulást elszenvedett vékony rétegek (gyengén fejlett talajok) egymásutánjából adódnak, mutatván, hogy hosszan tartó (mélyre ható) intenzív talajosodás helyett az üledékképződéssel lépést

tartó "aggradáló" pedogenezis eredményei. Az így kialakuló látszólagos talajvastagság (azaz a talajosodási folyamatokkal érintett rétegek vastagsága) csak nagyon közvetett módon, az üledékképződési ráta ismeretében adhatna felvilágosítást az efemer talajképződési esemény(ek) össz-időtartamáról.

Köszönetnyilvánítás

Vizsgálatainkat a T-019309 sz. tematikus OTKA pályázat támogatásával végeztük. A kecskekői szelvény archív anyagainak rendelkezésünkre bocsájtásáért dr. HAAS Jánosnak, a működő kőbánya területén végzett munka technikai feltételeinek megteremtéséért a Lábatlani Cementipari Rt. illetékeseinek tartozunk köszönettel. Értékes és a kézirat jobbítását szolgáló szakmai észrevételeiért dr. VÉGH Sándorné és dr. HAAS János lektorokat illeti köszönet.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I.

1. Többszöri áthalmozásra utaló calcrete-breccsa fekete kavicsokkal a 4. sz. paleotalajból
   Repeatedly redeposited calcrete breccia with black pebbles from the Palaeosol N° 4

2. Tömeges és töredezett lemezes calcrete a 2. sz. paleotalajból
   Massive and broken up laminated calcrete from the Palaeosol N° 2

II. tábla – Plate II.

1. Calcrete-breccsára települő calcrete-esedett algaszőnyeg a 10. sz. paleotalajból
   Calcretized algal mat overlying calcrete breccia in Palaeosol N° 10.

III. tábla – Plate III.

1. Kalcittal és pirittel kitöltött gyökérnyom a 7. sz. paleotalajból. A mérték hossza: 1,0 mm
   Root mold filled by pyrite and calcite from Palaeosol N° 7. Scale bar: 1,0 mm

2. Kalcitos gyökérnyomok a 2. sz. paleotalaj pedogén breccsájában. A mérték hossza: 1,0 mm
   Root molds filled by calcite in pedogenic breccia of Palaeosol N° 2. Scale bar: 1,0 mm

IV. tábla – Plate IV.

1. Aggradáló talaj-üledék komplexum a 2. sz. paleotalajból. A fotó a hajszálgyökerekkel átjárt árapályövi/árapályöv fölötti zónákat mutatja. A mérték hossza: 1,0 mm
   Aggrading soil-sediment complex from Palaeosol N° 2. The photo shows the successive zones of fine rooting penetrating the inter/supratidal mud. Scale bar: 1,0 mm

V. tábla – Plate V.

1. Oldott körvonalú fenesztrális üreg mikrites kalcitból, korai diagenetikus dolomitból és késői kalcitból álló kitöltéssel a 2. sz. paleotalajból. A nyíl a dolomitos kitöltés-generációt mutatja. A mérték hossza: 0,1 mm

   Fenestral cavity enlarged by dissolution and filled by micritic calcite, early diagenetic dolomite and late calcite from Palaeosol N° 2. The arrow points to the dolomite. Scale bar: 0,1 mm.

2. Függőcement a 12. sz. paleotalajból. A mérték hossza: 1, 0 mm
   Pendant cement from Palaeosol N° 12. Scale bar: 1,0 mm

I. tábla – Plate I



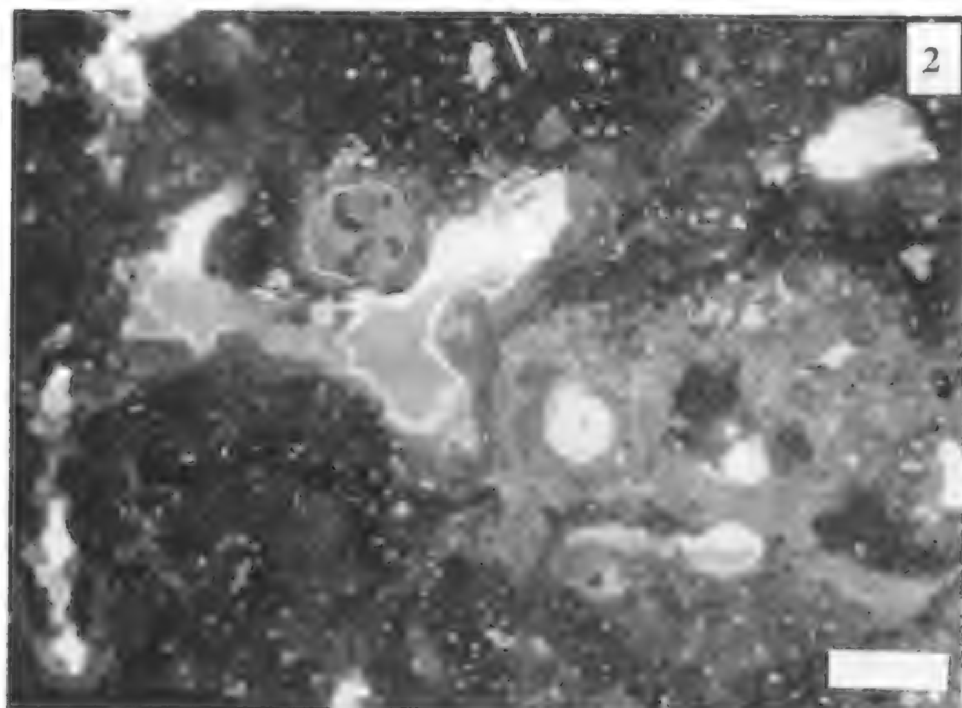


II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III





IV. tábla – Plate IV



V. tábla – Plate V





Carbonate palaeosols from the Upper Triassic zone of the Gerecse Mountains, Hungary

Preamble

The currently growing importance of palaeosols in carbonate sedimentology – particularly in cyclostratigraphy – is due to their role as climate indicators and to their potential for measuring the duration of subaerial exposure. Notwithstanding the large number of published data and excellent syntheses on exposure related features of shallow water carbonate sediments (both recent and fossil), relatively few attributes of palaeosols are actually utilised in cyclostratigraphy.

Palaeosols are generally mentioned with reference to their presence/absence, to their mineralogy (argillaceous/calcareous) and to their thickness. Mineralogy is considered to be climatically controlled: the predominance of clay suggests greater humidity, while calcretes point to more arid climates. WRIGHT (1994) has pointed out that argillaceous palaeosols are generally accompanied by more profuse microkarst in the substrate, confirming the idea of clayey soils formed under more humid conditions. Thickness is generally used as a simple measure of maturity (considered as proportional to the length of exposure), though several detailed studies (MARTIN-CHIVELET & GIMENEZ 1992, SMOSNA & WARSHAUER 1981, STRASSER 1991, WRIGHT 1987, etc.) have revealed that in addition to thickness there are other features which may be taken into consideration when establishing a rank exposure index for carbonate palaeosols. GOLDHAMMER & ELMORE (1984), and GOLDHAMMER et al. (1990) and others found a straightforward relationship between cyclothem packaging and the maturity of associated palaeosols. WRIGHt (1994) has put forward the idea of apparent palaeosol development being – in some cases – the result of the amalgamation of several successive soil-forming events; he suggested that palaeosols occurring at lower order surfaces should be polygenetic and sometimes even display evidence of climatic changes.

The aim of the present study

High resolution micropetrographic investigations of palaeosols occurring in a cyclic peritidal-lagoonal platform carbonate succession we carried out in order to

– improve our understanding of the story behind the complex features qualified in the field as an exposure horizon

– to attain a better understanding of the controls of apparent soil maturity in the carbonate depositional environment,

– typify palaeosols according to their mineralogy and textures and - if possible -establish an empirical order of maturity of the recognised types

– to see whether, in the studied palaeosol sequence, a climate signal is separable from the time signal

The profile we selected for the close-up is located in the Kecskekő quarry, near the village of Lábatlan. It was studied earlier by ORAVECZ & PÉRÓ (1974), HAAS (1987, 1988a,b) and by Balog et al. (1997) the latter in the framework of a cyclostratigraphyoriented study of Norian to Rhaetian Dachstein limestones in the northern part of the Transdanubian Central Range. Based on biostratigraphic data and cycle-correlation supported by a limited number of palaoemagnetic measurements, the studied section comprises part of the upper Rhaetian and represents probably less than 1 Ma (HAAS pers. comm.). The environment is a vertically aggrading, low-relief, distant inner platform lagoon developed on a mature passive continental margin.

Methods

– Detailed field description of 19 cyclothemes and the related palaeosol horizons in a 41 m thick profile;

– cm-scale sampling and detailed micropetrographic analysis of 135 specimens taken from the palaeosol horizons and the enclosing carbonates

– Establishment of palaeosol types, cluster analysis of the observed textural features

– Qualitative XRD analyses to check the mineralogy of the clay fraction associated with of the exposure surfaces

Results

In conventional palaeopedology soil maturity or soil profile development is defined on the basis of attributes like destratification, horizonation, profile-thickness, soil-colour, structure, fabric, clay content etc. (see BIRKELAND 1974, RETALLACK 1990, HARDEN 1982, etc.). The conventional approach proved to be inadequate for establishing the maturity of our palaeosols.

Clay thickness has produced no evidence of a direct relationship with the underlying microkarst features which are assumed to have formed simultaneously with pedogenesis. All clay horizons were rich in silt-size detrital minerals (quartz, mica) even though all other evidence suggested that there was no substantial erosion to provide directly the dissolution residue. Therefore, in full accordance with WRIGHT (1994) we can confirm that the clay content is very probably not pedogenic but airborne; so, instead of representing the intensity/ duration of pedogenesis, it may be rather the measure of dust-deposition. In this way – although indirectly – it may record somehow the duration of exposure (i.e. longer timespan – more dust deposited). Such a signal is, however, impossible to interpret unless there is independent evidence of the rate of dust transport.

The interpretation of *soil colour* is so far of an ambivalent nature. We observed a definite and widespread hydromorphy, apparently due to early diagenetic overprint on an incipient burial. This resulted in the reduction of Fe and the formation of finely disseminated pyrite; this, in turn, proves the effects of microbial decomposition of former soil organic matter in brackish or marine pore-waters. Most of the soil horizons are therefore greenish to greyish in colour. Some of them, however, are reddish to russet - a warning that the problem may be more complex and the solution may require further research.

Destratification, structure and *fabric* are of no particular meaning in the case of the (supposedly airborne) clay horizons; they are, however, expected to be meaningful in the case of calcareous soils, and also when studying the substrate of some of the clay soils. Destratification is manifested as *pedogenic micritization* and is, indeed, one of the attributes we also used when trying to typify our palaeosols. Under the term "soil structure and fabric", like other authors, we also included conventional exposure features, – for instance, root moulds, root casts, brecciation, non-fenestral lamination, micro-tepee, etc.

Soil thickness proved to be the most ambivalent of all the soil features, and therefore deserved most attention when trying to understand the relationship of soil properties and maturity.

By definition soil thickness includes topsoil and the underlying pedogenically altered homogenised or horizonated substrate. In the carbonate depositional environment it includes all karst features formed simultaneously with pedogenesis. Due to of repeated and profuse phreatic lens-related microkarst features pervading the whole sequence, it is difficult to distinguish between microkarst features belonging exclusively to one or the other of the palaeosol horizons. Vadose karst features are not always unambiguous in their nature either. Experience shows that they can be used for direct diagnosis of subaerial exposure in the case of the most mature soil horizons rather than as general indicators of the depth of alteration. Pedoturbation by roots, brecciation and calcrete-type lamination were used to distinguish pedogenically altered lithologies from intact ones.

Micropetrography revealed that the thickest exposure horizons (N°s 5 and 7) are not the most mature ones – at least not in the conventional sense of the term. Rather, they consist of a series of moderately to very weakly developed palaeosols formed on the surface of muddy supratidal pond-type sediments and representing stacked ephemeral exposure surfaces. In this way the apparently thickest exposure surface, instead of representing one single long lasting soil forming episode, records a long-lasting period during which the groundwater table has been more or less coincident with the sediment surface; furthermore, due to by its oscillations it has maintained a system of alternating supratidal pond-type sedimentation and pedogenic alteration (soil formation). This particular set of conditions has resulted in the (observed) almost continuous inter/supratidal aggradation (somewhat contrary to what would have been expected when looking at the "thickest" exposure horizon, and likely

to have been affected by erosion rather than predominant intermittent aggradation).

Based on macro and micropetrographic features, five major groups of palaeosols could be distinguished:

I. *Simple,* generally greenish *clay,* overlying eroded subtidal facies characterised by minor microkarst; these were likewise covered by subtidal facies. This lacks both pedofeatures and/or limestone fragments. Latterally, it could pass into stylolites.

Interpretation: there has been a single exposure of short duration (may be <1Ka) brought about by a single oscillation of relative sea level, during which airborne dust settled down and formed a thin blanket on the exposed surface. The moisture retention capacity of the thin clay veneer may have protected the sediment surface from quickly developing a casehardened calcrete cap. The lack of intertidal lithofacies below the palaeosol is in apparent contradiction with the very weakly developed exposure-related features in the substrate. If the intertidal lithology is missing due to subaerial erosion, some of the imprints of that erosion should have survived also in the substrate. Obliteration of those imprints by bioerosion – it is perhaps in relation to this fact that an explanation should be sought!

Alternative explanations for simple clay horizons were proposed by ENOS & SAMANKASSOU (1996) and by STRASSER & HILLGARTNER (1998). Having revisited Fischer's classical profile, Steinernes Meer ENOS & SAMANKASSOU have put forward the idea that the simple clay horizons do not representing intraformational exposure phases; instead, they are the products of late interstratal dissolution and clay infiltration. STRASSER & HILLGARTNER suggested that simple clay horizons, instead of being the result of exposure, should be the products of maximum flooding, formed at times of sea level highstands.

II *Simple, calcrete,* either formed on the alteration of loferite, or overlying eroded subtidal facies, characterised by well developed root-molds and minor to moderate microkarst (often with pendant cement). This may or may not be accompanied by thin clay intercalation(s).

Interpretation: there has been moderate length of exposure brought about probably by a single oscillation of relative sea level but not accompanied by appreciable dust transport. Unprotected by clay, the algal mat-covered low-level surface could easily be transformed into a thick calcretized cap on exposure. The penetration of microkarst features into the substrate may point to a longer duration of exposure than in the case of the type I. soils mentioned above.

III. *Simple, mixed (clay+calcrete),* brecciated, clayey, with cm-scale hardened carbonate clasts, black pebbles, root moulds and a thin calcrete cap on top. Sometimes a thin calcretized layer can be observed also underneath the clayey soil. It rests on the surface of eroded subtidal lithologies. It is accompanied by moderate to well-developed microkarst of the substrate (also with pendant cement), often with distinct, cm-scale karst topography (examples are soil horizons N^{o}s 4, 6A, 11, 13, 14 and 15).

Interpretation: there has been long exposure (which may have comprised more than one high frequency sea-level oscillation), accompanied by deposition of substantial amounts of airborne dust, possibly promoted by abundant rainfall; and prolonged humidity resulting in more intense karstification of the substrate. The calcrete cap on top points to the soil moisture regime having changed with time (developing a deficit towards the end of the subaerial episode).

Types IV to VI are all considered as having resulted from more than one subaerial episode. We suggest that they are the equivalents of Wright's *composite* or *cumulate* soils described from alluvial environments (WRIGHT 1992, WRIGHT & MARRIOTT 1996). Composites are superimposed soil profiles, which are thicker than the individual sedimentary increments separating them (=merging soil profiles). Cumulates form when the sedimentary increments added to a soil profile are thinner than the horizons of that soil profile. In this way the sediment becomes digested by pedogenesis and the profile gradually migrates upwards (cf. MORRISON 1978, WRIGHT 1992 Fig 18.1, and WRIGHT & MARRIOTT 1996, Fig. 1, 2).

IV. *Composite, mixed (clay<sediment<calcrete),* consists of a thin clay layer overlying subtidal facies and covered by intertidal to supratidal sediments. After a sharp wavy erosional surface there follows a laminated, brecciated or massive calcrete with internal erosion surfaces. Lamination is due to by the alternation of light-coloured carbonate rich and darker-coloured organic rich layers (the latter also rich in very fine root-traces). At the bottom of the laminated calcrete a tepee-like microstructure can often be observed. The degree of karstification of the underlying subtidal lithologies is variegated (examples: horizons N°s 1, 2 and 10).

Interpretation: there has been long exposure, which may have comprised more than one high-frequency sea level oscillation, of which probably the shortest is the one related to the clay. The intraformational erosion surfaces of the calcrete may be the result of (a) several higher-frequency eustatic sea-level changes, or else (b) it may be due to by the interruption of the ephemeral low-supratidal pedogenesis by autocyclic events like storm-tides, etc.

V. *Composite mixed (clay<sediment>calcrete)* predominant calcrete, with micritization/melanization, intraclasts/calcrete clasts, abundant root moulds and microkarst, often with pendant cements. Calcrete horizons of 3 to 10 cm thickness alternate with muddy, partly melanized sediment poor in bioclasts (with only occasional thin-shelled Ostracods). Traces of very fine rooting mark the ephemeral surfaces of non-deposition intercalated in the fine muddy material. Wispy red-russet clay seams are thought to represent slightly longer but still ephemeral episodes of exposure. It rests on moderately karstified subtidal lithologies, first blanketed by a thin clay film. It is similar to the one described in Type IV. Likewise, there is a final clay film on top of it, beneath the covering subtidal sediments.

Interpretation: this is a slowly aggrading soil-sediment complex brought about by the stacking of repeated ephemeral episodes of supratidal to high intertidal sedimentation and pedogenic alteration; it is possibly the result of a long-lasting

delicate balance between steady platform subsidence and (several) high frequency sea-level oscillations superimposed on a likewise steady, lower order fall in the sea level. Warning: another possibility may be that such a delicate balance may help to preserve the products of various minor-scale autocyclic processes locally affecting the studied platform-sector. In this case minor cyclothems within the "balanced" interval may not necessarily be direct indications of high frequency Milankovitch-type oscillations!

VI. *Cumulate (amalgamated) (clay≅clacrete≅sediment)* consisting of stacked thin layers of micronodular to wispy clay, muddy supratidal pond-type sediments, and pedogenically altered microbial mats. Fine rooting and intraclasts (partly as rhizobrecciation) occur frequently. This type of palaeosol rests on the karstified surface of subtidal lithologies; it is characterised by some microkarst cavities and a thin clay blanket, as the first product of subaerial exposure, with abundant clasts of dissolution breccia origin. At about the midsection it is interrupted by a thicker clay layer and is capped on top by a rather thick calcretized microbial mat.

Interpretation: this is an aggrading soil-sediment complex, similar to group V; likewise it represents a long interval when subsidence and a lower order eustatic sea-level fall maintained a balanced, close-to-platform-top position of the relative sea level; this probably coincided with an episodic increase of dust transport. Alternation of more calcretized and more intact, clayey sublayers may reflect superimposed high frequency climate oscillations between humid and arid end members during the suspected long interval; on the other hand, it could record changes in the rate of dust deposition and the concomitant oscillating soil-moisture regime. The difficulty in distinguishing the effects of autocyclically controlled processes from allocyclic ones also present a problem here and require further research.

Discussion

The study of the Kecskekő profile – like other examples described in the literature – clearly shows that in the carbonate depositional environment subaerial exposure may be accompanied by karstification, by calcretization, by clay accumulation or by a combination of any of the three. Notwithstanding the generally accepted idea of the relative abundance of calcretes and clays – reflecting paleoclimatic conditions – we are of the opinion that the signal is more complex than that.

We can confirm that the origin of clays is problematic, as has already been pointed out by several other authors. MUHS et al. (1990); FOOS (1991); BOARDMAN (pers. comm.) and WRIGHT (1994), based on studies of Pleistocene to Carboniferous cases respectively, have suggested that clays may be windborne rather than simply pedogenetic. The Kecskekő profile seems to support this hypothesis, inasmuch as clays do not display pedofeatures and their thickness shows no apparent correlation with the estimated degree of

development of the studied soil/karst horizons. The obviously changing clay content of the vertical profile (calcrete-rich clay-poor vs clay-rich calcrete-poor horizons), however, suggests that an airborne dust-supply or, at least, the relative amount of clay added to the exposed surface (perhaps due to the periodically increased frequency of rains, marking humid interludes of a generally semi-arid climate) may have changed with time; thus the possibility of some indirect climatic control of clay accumulation cannot be ruled out completely.

The degree of humidity is generally thought to be represented by the intensity of karstification, i.e. by the abundance of karst features (eg. ESTEBAN & KLAPPA 1983). In the studied Kecskekő profile this is also not clear. No direct relationship between the intensity of karstification and the thickness of clay overlying the karstified substrate was found. Calcrete and karst features were not exclusive either in space or in time.

Calcretes which were formed only when evaporation exceeded precipitation, – i.e. when the climate was at least seasonally arid – are generally considered as reliable climate indicators. Mixed soil profiles containing both calcrete and clay, and the association of microkarst features with calcrete, however, show that in the carbonate depositional environment even the interpretation of calcretes needs caution. One way to explain the combination of calcrete with karst and/or clay is to suppose that climate has changed during subaerial exposure. On the basis of the study of Carboniferous palaeosol sequences of England and Wales VANSTONE 1996 has suggested that the calcrete-clay-calcrete succession observed within the individual soil profiles would have reflected a climate change from semi-arid to humid and semi-arid again during exposure. We think that the changing moisture regime of the soil, caused by the change of the groundwater table as sea-level first fell then rose again, might have resulted in a calcrete-clay-calcrete association (even if there had been no change in the climate). When the watertable is high enough for groundwater to reach the surface by a capillary action, and climate is at least seasonally arid (=amphipercolative system of YAALON 1983), evaporation would easily provide for the formation of laminar calcretes, particularly when the groundwater is slightly saline (as it should be during transgression and/or regression). On the other hand, when the groundwater is deep, moderate karstification and cementation may occur in the vadose zone (at the time of sea-level lowstand).

Clays, calcretes and karstified sediments may have all been partially modified by erosional processes (as shown, for example, by intraformational erosion surfaces observed within soil horizons N°s 1–2 and 10.). The amount of material missing at such surfaces is difficult to assess. Based on cyclostratigraphic studies of a number of Cretaceous profiles in the Southern Appennines, LONGO et al. (1992) and D'ARGENIO et al. (1997) suggested that the order of magnitude of eroded thicknesses in shallow water carbonate successions should be within the decimetre range (max.).

Instead of being partially eroded, cumulate soils of the Kecskekő profile display a striking continuity. Soil horizon N° 7, for example, shows continuous

aggradation. Repeated ephemeral exposure clearly resulted in weak pedogenic alteration of each thin sediment increment without completely erasing the original depositional features.

Conclusions

Based on the above observations we suggests, that:

(1) In the shallow water carbonate platform environment the apparent thickness of palaeosols is not necessarily time-proportional;

(2) Clay content is not proportional with soil maturity. Most of the clay is not pedogenic but probably windborne;

(3) The structure of the soil profiles cannot be interpreted simply in terms of pedogenesis. Most of the palaeosols – particularly the composite ones – involve a great deal of sedimentary aggradation as well;

(4) It was recognized that thick "cumulate" palaeosols consist of a succession of inter/supratidal sediments and thin, weakly developed soils. These represent repeated intervals of sedimentation and pedogenic alteration at times when the rate of lower order sea level fall probably matched the rate of platform subsidence;

(5) The number of subcycles within composite palaeosol profiles is not necessarily the direct reflection of the number of higher order Milankovitch-cycles superimposed onto the lower order relative sea level fall. Autocyclic mechanisms, similar to those proposed, for example, by STRASSER (1991) may, indeed, control the formation of these subtle parasequences;

(6) Within the Kecskekő profile no considerable climate change could be detected using palaeopedological means. The predominance of calcretes and dolocretes indicates that climate must have been semi-arid throughout the studied Upper Raethian interval. Fluctuating clay contents are suggested to have been the results of occasional rainy periods; the latter interrupted overall aridity and led to the episodic deposition of larger amounts of airborne dust on the exposed carbonate terrain.

Irodalom – References

ADAMS, A. E. 1980: Calcrete profiles in the Eyam Limestone (Carboniferous) of Derbyshire: petrology and regional significance. – *Sedimentology*, **27**, 651–660.

ALLEN, J. R. L. 1973: Compressional structures (patterned ground) in Devonian pedogenic limestones. – *Nature*, **243**, 84–6.

ALLEN, J. R. L. 1974: Geomorphology of Siluro-Devonian alluvial plains. – *Nature*, **249**, 644–645.

BALOG, A., HAAS, J., READ, F. & CORUH, C. 1997: Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a Late Triassic carbonate platform, Hungary. – *Journal of Sedimentary Research*, **67/4**, 661–675.

BIRKELAND, P. W. 1974: Pedology, Weathering and Geomorphological Research. – Oxford Univ. Press. Oxford 285 p.

BRAITHWAITE, C. J. R. 1975: Petrology of palaeosols and other terrestrial sediments on Aldabra, western Indian Ocean. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* 273, 1–32.

BRAITHWAITE, C. J. R. 1983: Calcrete and other soils in Quaternary limestones: structures, processes and applications. – *Journal Geol. Soc. Lond.*, **140**, 351.

CALVET, F. 1982: Constructive micrite envelopes developed in vadose continental environments in Pleistocene eolianites of Mallorca (Spain). – *Acta Geol. Hispan.*, 17, 169–178.

CARRANNANTE, G., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & SIMONE, L. 1987: Cretaceous paloekarst of the Campania Appennines: from early diagenetic to late filling stages. A case history. – *Rend. Soc. Geol. It*, 9, 251–256,

DEÁK F. J. 1996: A lábatlani Kecskekő felsőtriász karbonátos paleotalajszintjeinek paleopedológiai szempontú vizsgálata. – Egyetemi szakdolgozat. ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék. (kézirat) 50 p.

DUCHAUFOUR, P. 1982: Pedology, Pedogenesis and Classification. – George Allen and Unwin, London. 448 p.

DUNHAM, R. J. 1969: Vadose pisolites in the Capitan reef (Permian), New Mexico and Texas in Depositional environments in carbonate rocks, – In: FRIEDMAN G.M. (ed.): 182–91. *Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa No. 14.

D"ARGENIO, B., FERRERI, V., AMODIO, S. & PELOSI, N. 1997: Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platforms. – *Sedimentary Geology*, **113**, 169–193.

ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. 1996: Lofer cycles revisited. – Abstract, Sediment 96. Wien. 11. Sedimentologentreffen, Uni. Wien p. 30

ESTEBAN, M. A. & KLAPPA, C. F. 1983: Subaerial Exposure – In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds.): Carbonate Depositional Environments, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 33, 1–54.

ETTENSON, F. R., et al. 1988: A paleosol interpretation for profiles exhibiting subaerial exposure crusts from the Mississippian of the Appalachian Basin. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, **216**, 49–79.

FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. – *Kansas Geol. Survey Bull.*, **169/1**, 102–149.

FOOS, A. M. 1991: Aluminous lateritic soils, Eleuthera, Bahamas: a modern analog to carbonate paleosols. – *Journal Sedimentary Petrology*, **61**, 340–348.

GILE, L.H., et al 1966: Morphological and genetic sequences of carbonate accumulations in desert soils. – *Soil Sci.*, **100**, 347–360.

GINSBURG, R. N., HARDIE, L. A., BRICKER, O. P., GARRETT, P. & WANLESS, H. R. 1977: Exposure index: a quantitative approach to defining position within the tidal zone. – In: HARDIE, L. A. (ed.): *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas* 7–11. Johns Hopkins University Press, Baltimore.

GOLDHAMMER, R. K. & ELMORE, R. D. 1984: Paleosols capping regressive carbonate cycles in Pensylvania Black Prince Limestone, Arizona. – *Journal Sedimentary Petrology*, **54**, 1124–1137.

GOLDHAMMER, R. K., DUN, P. A. & HARDIE, L. A. 1990: Depositional cycles, composite s.l. changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. – *GSA Bull.* **102**, 535–562.

HAAS J. 1987: Felsőtriász szelvények korrelációja a lofer-ciklusok alapján (Gerecse hegység). – *Földtani Közlöny*, **117**, 375–383.

HAAS J. 1988a: A Dunántúli-középhegység felsőtriász karbonátos kőzeteinek fácieselemzése a Lofer-ciklusok jellegei alapján. – *Földtani Közlöny*, **118**, 101–108.

HAAS, J. 1988b: Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geol. Hung.*, **31/3–4**, 299–312.

HAAS, J. 1994: Lofer cycles of the Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Mid-Mountains, Hungary. – *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **19**, 303–322.

HAAS J. 1995a: Felsőtriász karbonát platform fáciesek az Északi-bakonyban. – *Földtani Közlöny* **125/1–2**, 27–64.

HAAS J. 1995b: Az Északi Gerecse felsőtriász karbonát platform képződményei. – *Földtani Közlöny* **125/3–4**, 259–293.

HARDEN, J. W. 1982: A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. – *Geoderma* 28, 1–28.

HARRISON, R. S. 1977: Caliche profiles: indicators of near surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies. – *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 25, 123–173.

JAMES, N. P. 1972: Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**, 817–836.

KLAPPA, C. F. 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. – *Sedimentology*, **27**, 613–629.

KLAPPA, C. F. 1983: A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. – In: WILSON, R. C. L. (ed.): Residual deposits, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **11**, 211–220.

KUKLA, G. J. 1977: Pleistocene land-sea correlations. 1. Europe. – *Earth Science Reviews* 13, 307–374

LONGO, G., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & IORIO, M. 1994: Fourier evidence for high-frequency astronomical cycles recorded in Lower Cretaceous carbonate platfrom strata. Mte Maggiore, Southern Appennines, Italy. – In: DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. (eds.): Orbital Forcing and Cyclic Sequences. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.* **19**, 77–85.

MACHETTE, M. N. 1985: Calcic soils of the southwestern United States. – In: WIEDE, D. L. (ed.): Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States *Spec. Pap. geol. Soc. Am.* **203**, 1–21.

MARRIOTT, S. B. & WRIGHT, V. P. 1993: Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites. South Wales. – *Journal of the Geological Society, London*, **150**, 1109–1120.

MARTIN-CHIVELET, J. & GIMÉNEZ, R. 1992: Paleosols in microtidal carbonate sequences, Sierra de Utiel Formation, Upper Cretaceous, S.E. Spain. – *Sediment. Geol.*, **81**, 125–145.

MÁRTON, E. & HAAS, J. 1996: Ancient platform carbonates with well-developed Lofer cyclicity: new candidates for magnetostratigraphy and geodynamically oriented paleomagnetism. – *Geophys. J. Int.* **126**, 253–262.

MINDSZENTY, A. et al. 1996: Carbonate Paleosols from the Upper Triassic of the Gerecse Hills, Hungary. – Abstract, Sediment 96' Wien. 11. Sedimentologentreffen, Uni. Wien p. 113.

MORRISON, R.B. 1978: Quaternary soil stratigraphy: concepts, methods and problems – In: MAHANEY, W.C. (ed.) *Quatenary Solis.* GeoAbstracts. Norwich, 77–108.

MUHS, D. R. et al. 1990: Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic Islands. – *Quaternary Research*, **33**, 157–177.

MULTER, H.G. & HOFFMEISTER, J. E. 1968: Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **79**, 183–192.

ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani-és fácieskérdései. – *Földtani Közlöny*, **93/2**, 63–67.

ORAVECZ J. & PÉRÓ Cs. 1984: A Lábatlani Kecskekő felső-triász alapszelvényének terepi vizsgálata. – MÁFI adattár, kézirat 30 p.

PLAZIAT, J. C. & FREYTET, P. 1978: Le pseudo-microkarst pédologique: un aspect particulier des paléo-pédogenèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le tertiaire du Languedoc. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, **286** Sér.D. 1661–1664

RETALLACK, G. J. 1990: Soils of the past. – Unwin Hyman, Boston, 520 p.

RIDING, R. & WRIGHT, V. P. 1981: Paleosols and Tidal-Flat/ Lagoon Sequences on a Carboniferous Carbonate Shelf: Sedimentary Associations of Triple Discomformites. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **51/4**, 1323–1339.

SHINN, E. A. & LIDZ, B. H. 1988: Blackened limestone pebbles: fire at subaerial unconformities. – In: JAMES N. P. & CHOQUETTE, P. W. (ed.): *Paleokarst* 117–131. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

SMOSNA, R. & WARSHAUER, S. M. 1981: Rank exposure index on a Silurian carbonate tidal flat. – *Sedimentology*, **28**, 723–731.

STRASSER, A. 1991: Lagoonal-Peritidal Sequences in Carbonate Environments: Autocyclic and Allocyclic Processes. –In: EINSELE et al. (eds): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1991.

STRASSER, A.& DAVAUD, E. 1983: Black pebbles of the Purbeckien (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – *Eclogae geol. Helv.* **76/3**, 551–580.

STRASSER, A. & HILLGÄRTNER, H. 1998: A 7,7 Million year record of high-frequency eustatic fluctuations on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Saléve, French Jura). – IAS 15th International Congress, Abstracts Volume p. 744.

VANSTONE, S. 1996: The influence of climatic change on exposure surface development: a case study from the Late Dinantian of England and Wales – In: STROGEN, P., SOMMERVILLE, I. D. & JONES, G. L. (eds.): Recent Advances in Lower Carboniferous *Geology. Geol. Soc. Spec. Publ.* **107**, 281–301.

VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1957: Üledékföldtani jellegzetességek triász karbonátos kőzetekben. – *Földtani Közlöny* **87/1**, 19–25.

VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1960: A Gerecse hegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. – *Geol. Hung. ser. Geol.*, **12**. 130 p.

VÍGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. – *Földtani Közlöny* **73**, 301–359.

VÍGH Gy. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jel.* **1920–23**. 60–68.

VÍGH Gy. 1933: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriászkori képződményeinek ismeretéhez – *Bányászati és Kohászati Lapok* **66/13–14**, 290–295.

WALKDEN, G. M. 1974: Paleokarstic surfaces in Upper Visean (Carboniferous) Limestones of the Derbyshire Block, England. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 1232–1247.

WALLS, R. A., HARRIS, W. B. & NUNAN, W. E. 1975: Calcareous crust (caliche) profile and early subaerial exposure of Carboniferous carbonates, northeastern Kentucky – *Sedimentology*, **22**, 417–440.

WARD, J. H. 1963: Hierarchical groupings to optimize an objective function. – *Journal of the American Statistical Assotiation*, **58**, 236–244.

WRIGHT, V. P. 1986: Pyrite and the drowning of a paleosol. – *Geol. J.*, **21**, 139–149.

WRIGHT, V. P. 1987: The ecology of two early Carboniferous paleosols. – *Geol. J. Spec. Publ.* **12**, 345–358.

WRIGHT, V.P. 1992: Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models. – In: MARTINI I.P. & CHESORTH, W. (eds): *Weathering, Soils & Paleosols. (Developments in Earth Surface Processes 2.)* Elsevier, Amsterdam, 475–499.

WRIGHT, V. P. 1994: Paleosols in Shallow Marine Carbonate Sequences. – *Earth Science Reviews*. **35/4**, 367–395.

WRIGHT, V. P. & MARRIOTT, S. B. 1996: A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. – *Journal of the Geological Society, London*. **153**, 907–913.

WRIGHT,V. P. & TUCKER, M. E. 1991: Calcretes: an Introduction. – In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (eds.): *Calcretes*. Reprint Series vol. 2. IAS, Blackwell, Oxford, 1–22.

WRIGHT, V. P. & WILSON, R. C. L. 1987: A terra-rosa like complex from the Upper Jurassic of Portugal. – *Sedimentology*, **34**, 259–273.

YAALON, D. H. 1983: Climate, Time and Soil Development – In: WILDING, L. P., SMECK, N. E. & HALL, G. F. (eds): *Pedogenesis Soil Taxonomy I. Concept and Interact* Elsevier, 233–251.

A kézirat beérkezett: 1998. 09. 17.

Földtani Közlöny 129/2, 249–265 (1999) Budapest

A triász zátonyok fejlődésének áttekintése

Review of the evolution of the Triassic reefs

VELLEDITS Felicitász[1]

(5 ábra)

Key words: Triassic, reef, Sphinctozoa, coral, Wetterstein reef, Dachstein reef, crises at the end of the Carnian/beginning of the Norian

Tárgyszavak: triász, zátony, szegmentált mész-szivacs, korall, wettersteini zátony, dachsteini zátony, karni végi/nori eleji kihalás

Abstract

A 10 million years break can be observed in the evolution of the reefs in the Early Triassic all over the world. After the extinction at the Permian/Triassic boundary, the reefs are missing in the Scythian. We know some biostromes only from the Anisian. Their composition, size and position differ from those of the Ladinian-Carnian reefs. There is not any "survivor" species in the Anisian biostromes. Taking into account the composition and the diversity of the reef community during the Ladinian-Rhaetian interval, two well-separated stages can be distinguished: in the Ladinian–Carnian the Wetterstein reefs and in the Norian-Rhaetian the Dachstein reefs. The number of the species of the Dachstein reefs is nearly twice as much as that of the Wetterstein reefs. In the Wetterstein reefs, the Sphinctozoans and Inozoans are predominant. In the Norian, in the Dachstein reefs, the Sphinctozoans play a leading role, but the corals are already strong rivals for them. The secondary reef builders, which encrust and bind the primary ones, are present in a much greater amount than in the Wetterstein reef, thus the Dachstein reefs have a more wave resistant frame. The Rhaetian Dachstein reefs are characterized by the predominance of the corals. The diversity of the segmented calcareous sponges (Sphinctozoans) increases from the Anisian until the end of the Norian, but the number of species decreases in the Rhaetian. The diversity of the corals increases gradually in the Middle - Late Triassic, and achieves its maximum in the Norian. A crisis can be observed in the evolution of both main fossil groups at the end of the Carnian/beginning of the Norian, when great part of the species becomes extinct. As a consequence of the increase in the share of the corals in the reef community, site of the formation of the reefs changes. The Wetterstein reefs, characterized by the predominance of the Sphinctozoans, came into existence in 40–60 m water depth, while the Rhaetian Dachstein coral reefs in a shallower (4–20 m) region. Both the development of the coral colony and the coral-zooxanthella symbiosis can be traced during the Triassic.

Manuscript received: 06 10 1998

Összefoglalás

A zátonyok fejlődésében világszerte egy 10 millió éves szünet figyelhető meg a kora-triászban. A perm/triász határon történt kihalás után a szkítában hiányoznak a zátonyok. Csak az anisusiból

[1] MOL Rt. KUMMI, 1039 Budapest, Batthyány út 45.

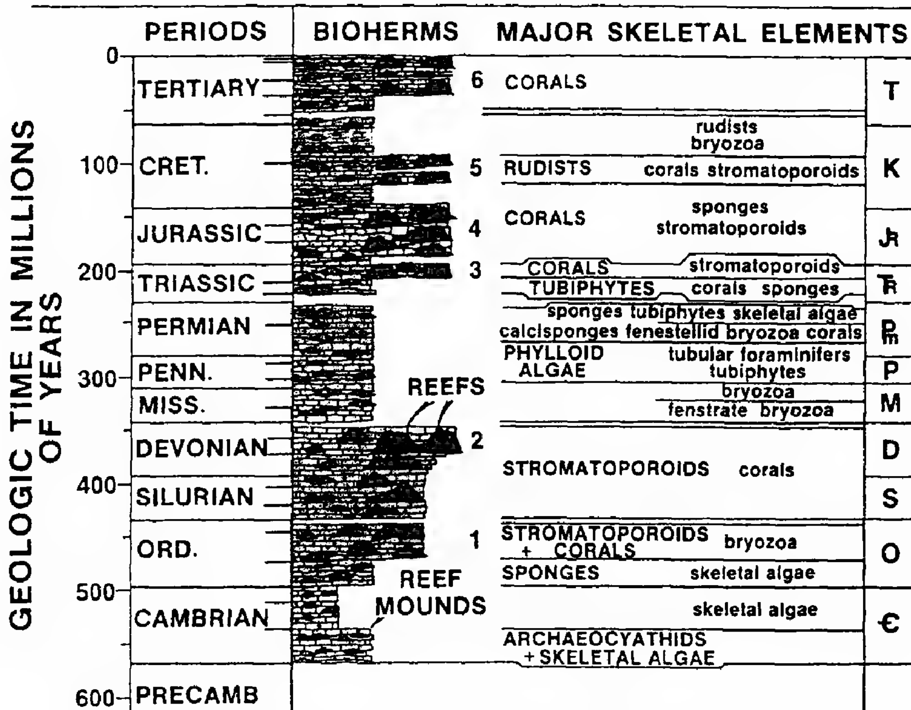
ismerünk néhány biosztrómát. Ezek összetétele, mérete és elhelyezkedése különbözik a ladin–karni zátonyokétól. Az anisusi biosztómákban egyetlen "túlélő" fajt sem találunk.
A ladin–rhaeti intervallumban a zátonyközösség összetételét és diverzitását figyelembe véve két egymástól jól elkülönülő szakasz figyelhető meg: ladin–karni wettersteini, nori–rhaeti dachsteini zátonyok. A dachsteini zátonyok fajszáma közel duplája a wettersteini zátonyokénak. A wettersteini zátonyok felépítésében a Sphinctozoák és az Inozoák uralkodnak. A nori dachsteini zátonyokban még a Sphinctozoáké a vezető szerep, de a korallok már jelentős konkurenciát jelentenek. A másodlagos vázalkotók, melyek bekérgezik és összekötik az elsődleges vázalkotókat sokkal nagyobb arányban vannak jelen, mint a wettersteini zátonyban, ezért a dachsteini zátonyok a hullámverésnek jobban ellenálló vázzal rendelkeznek. A rhaeti dachsteini zátonyokat a korallok túlsúlya jellemzi. A szegmentált mész-szivacsok (Sphinctozoák) diverzitása az anisusitól a nori végéig nő, a rhaetiben csökken. A korallok diverzitása a középső- és késő-triászban fokozatosan nő, majd a noriban érik el diverzitásuk maximumát. Mindkét ősléncsoport fejlődésében a karni végén–nori elején egy krízis figyelhető meg, ahol a fajok jelentős része kihal. A korallok egyre nagyobb részaránya a zátonyközösségben maga után vonja a zátony kialakulás helyének megváltozását. A szivacsok dominanciájával jellemzett wettersteini zátonyok a 40–60 m-es vízmélységben, míg a rhaeti dachsteini korallzátonyok a sekélyebb régióban (4—0 m) alakultak ki. A fejlődés során mind a koralltelep, mind a zooxanthellákkal való szimbiózis kialakulása nyomon követhető a triász során.

Bevezetés

A bükki platform karbonátok tanulmányozása során szükségessé vált, hogy megismerjem a középső- és késő-triász zátonyok fejlődését, a zátony összetételében bekövetkezett változásokat, s az egyes zátonyalkotó ősléncsoportok fejlődését.

Tanulmányaim során tisztázódtak a szakirodalomban elterjedt fogalmak (wettersteini zátony, dachsteini zátony) jelentései. Nyomonkövettem a két legjelentősebb zátonyalkotó ősléncsoport a Sphinctozoák, azaz a szegmentált mész-szivacsok és a korallok fejlődését az anisusitól a rhaetiig. Az is kirajzolódott, hogyan veszik át a vezető szerepet a triász végén a korallok a szegmentált mész-szivacsoktól.

A zátony szó hallatán a legtöbb ember a mai korallzátonyokra gondol. A földtörténet során viszont számos gerinctelen szesszilis ősléncsoport alkotott zátonyokat (*1. ábra*). Gondoljunk csak a precambriumi stromatolitokra, melyeket a kékeszöld-algák építettek fel. Az ordovicium–devon fő zátonyalkotói a stromatoporák, de a tabuláta és a rugosa korallok is jelentősek. A szilurban és a karbonban a rugosa és a tabuláta korallok, a késő-karbonban és a permben a phylloid algák, a szivacsok és a bizonytalan rendszertani helyzetű Tubiphytes játszik jelentős szerepet a zátonyok felépítésében. A középső-triászban a szegmentált mész-szivacsok, majd a késő-triászban a scleractinia korallok építettek zátonyokat. A jurában a hexakorallok lépnek előtérbe, míg a krétában a rudista kagylók a legjelentősebb zátonyalkotók. A terciertől a scleractinia korallok a vörösalgákkal együtt uralják a zátonyokat.



1. *ábra.* Zátonyalkotó őslények a földtörténet egyes időszakaiban (JAMES 1983)

Fig. 1 Reef building fossils in certain periods of geohistory (JAMES 1983)

A triász zátonyok evolúciója

Kora-triász

A zátonyok időbeli fejlődését tanulmányozva feltűnik, hogy voltak olyan időszakok a földtörténet során, amelyekből nem ismerünk zátonyokat: devon vége, triász eleje, a tercier kezdete (*1. ábra*). A zátonyok fejlődésében észlelt krízisek, a zátonyok összetételének változásai sokszor általános kihalásokkal esnek egyben (pl. P/Tr határ). Ezek a krízisek az élővilág reakciói a megváltozott környezeti hatásokra. A zátonyok történetében az kora-triászban egy közel 10 millió éves hézag figyelhető meg. Csak a késő-permből és a középső-triászból ismerünk zátonyokat. Megoszlik a kutatók véleménye arról, hogy ezt a közel 10 millió éves hézagot mi okozza. Az egyik vélemény szerint a feltételek nem voltak kedvezőek a zátonyok kialakulásához. A Déli-Alpokban vizsgált szelvényekben kimutatták, hogy a perm/triász határ felé közeledve a rétegsorból eltűnnek a normálsósvízi ősmaradványok (a Fusulinák, a foraminiferák egy része és az echinodermaták), csak azok az ősmaradványok vannak jelen, me-

lyeknek nincsenek salinitás igényeik (törpe gastropoda, ostrocoda, primitív foraminiferák, pl. Earlandia, Spirorbis), melyek a brack víztől a hiperszalin körülményekig megtalálhatók. A faunában beközetkezett változást az édesvíz növekvő befolyásának tulajdonítják (R. BRANDNER szóbeli közlés). A Tethys peremén ekkor monszum klíma uralkodott. Talán ez okozta a kiédesedést, és ezzel magyarázható, hogy nincsenek zátonyok az kora-triászban. BÉRCZINÉ MAKK A. (1987) észak-magyarországi szelvények (Bükk: Mályinka-8. fúrás 75,5-79,5 m, és a gerennavári szelvény, valamint a Tornakápolna-3. fúrás 142 m) vizsgálata alapján szintén kimutatja, hogy eltűnnek a rétegsorból a normálsósvízi foraminiferák, de ő arra a következtetésre jut, hogy a perm végén túlsóssá vált a környezet. A kilencvenes évek elejéig általánosan elfogadott volt az a nézet (FLÜGEL & STANLEY 1984; STANLEY 1988), miszerint a perm végi és az anisusi zátonyokban vannak közös, úgynevezett "túlélő" fajok (*Archaeolithoporella hidensis, Colonella* sp., *Girtyocoelia* sp, *Tubiphytes obscurus, T. carinthiacus*) Mások (E. FLÜGEL szóbeli közlés) felvetik annak a lehetőségét is, hogy léteztek zátonyok a szkítában, de azok ma nincsenek feltárva.

Anisusi

Az anisusi zátonyok mind a Tethysben, mind a Tethysen kívüli régióban ritkák. Csak a Déli-Alpokból, Magyarországról, a Lengyel Kárpátokból és Dél-Kínából ismerünk néhány zátonyt ebből az időszakból (FLÜGEL 1982). A zátonyok ismételt megjelenését sokan (FLÜGEL 1994; ARGYRIADIS in FLÜGEL; 1994) tektonikai okokkal magyarázzák. Az anisusi–ladin során a riftesedés következtében a kiterjedt és egységes szkíta rámpa feltöredezik, melyek során horst szerkezetek, kibillent blokkok jönnek létre, melyek kedvezőbb alapot biztosítanak a zátonyalkotó szervezetek számára mint a riftesedés előtti rámpa.

A legtöbbet az anisusi zátonyokról SENOWBARI-DARYAN et al. 1993-as munkájából tudunk meg. A Déli-Alpokban behatóan tanulmányoztak egy anisusi zátonyt. Összehasonlítva az azonos korú zátonyokkal, a következő megállapításra jutottak: az anisusi zátonyok a karbonátos rámpán, szubtidális régióban, kicsivel a hullámbázis felett alakultak ki. E zátonyokat a kis, foltszerű kiterjedés jellemzi, 20–30 m x 5–8 m-es dombokat alkottak, amik inkább biosztrómáknak tekinthetők. Az anisusi zátonyok már megjelenésükben is lényegesen eltérnek a ladin–karni zátonyoktól, amelyek legtöbbször a platform peremén, összefüggő zátonytesteket képeztek. A zátonyokra oly jellemző szilárd vázról sem beszélhetünk. Kicsi, szesszilis (Olangocoelia, Sphinctozoa, bryozoa, Solenoporacea alga, korall) és bekérgező szervezetek (szivacsok, Porostromata algák, Cyanophycea kérgek, foraminiferák, férgek, mikroproblematikum) pár cm-es biogén struktúrákat alkottak, melyek koncentrálták, és cementálták az üledéket. A szerves váz nem volt jellemző, tengeralatti cement sem járult hozzá egy erős, a hullámverésnek ellenálló váz kialakulásához. A biosztróma csak kicsit emelkedett a környező üledék fölé. A biosztrómát felépítő szervezetek gyakorisági sorrendben a következők: Olangocoelia, szivacsok, bryozoa, Porostromata alga, féreg lakócsövek. Meglepő módon hiányoznak a mikrobiális kérgek és a Tu-

biphytes, ami a permi és a ladin–karni zátonyokra oly jellemző. Az utóbbi szerepét a féreg lakócsövek töltik be. A korallok nagyon alárendelt szerepet játszanak. Ha a faunát és a flórát összehesonlítjuk a permi zátonyok ősmaradvány együtteseivel akkor szembetűnik, hogy ***egyetlen közös fajt*** sem találunk! Elektronmikroszkópos és vékonycsiszolati vizsgálatok alapján kiderült, hogy pl. a permi és a triász Tubiphytesek morfológiája és vázának struktúrája eltérő, tehát valószínűleg nem azonos fajba tartoznak (SENOWBARI-DARYAN & FLÜGEL 1993). A határozás pontatlansága volt az oka annak is, hogy egyéb közös zátonyalkotó fajokat téteteztek fel a felső-triász és az anisusi zátonyokban.

A triász zátonyok evolúciójával foglalkozó tanulmányok mindig megemlítik SCHOLZ (1972) munkáját. Az Aggteleki-karsztról publikált, pelsoi–középső-illír korúnak határozott zátony revíziója jelenleg is folyik, mivel az anyagban előforduló szegmentált mész-szivacsok (*Solemolmia manon manon* (MÜNSTER), - *Colospongia catenulata* OTT) a ladin zátonyok jellegzetes fosszíliái. A Déli-Alpok jellegzetes anisusi fosszíliája az *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER viszont nem szerepel SCHOLZ (1972) faunalistáján.

Ezt követően a triász zátonyok fejlődésében két egymástól jól elkülönülő szakasz figyelhető meg: a ladin–karni wettersteini és a nori–rhaeti dachsteini zátonyok nem csak a zátonyközösség összetételében, hanem diverzitásban is eltérnek. A nori–rhaeti zátonyok fajszáma közel duplája a wettersteini zátonyokénak.

A két zátonytípus közötti időszak (felső-tuval–laci) krízist jelent a triász zátonyok fejlődésében, a kihalás fajszinten jelentős. Ez az időintervallum sok más őslénycsoport fejlődésében is kritikus időszak. A conodontákat a tuval 1/b–2/a szakaszban egyetlen faj képviseli (KOVÁCS 1989), a crinoideák, bizonyos kagylók (JOHNSON & SIMMS 1989), sőt a szárazföldi tetrapodák fejlődésében (BENTON 1988) is jelentős a faj szintű kihalás. Vannak viszont olyan őslénycsoportok, például a foraminiferák, (BÉRCZINÉ MAKK A., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. szóbeli közlés), vagy a zöldalgák (PIROS O. szóbeli közlés), ahol ilyen jelenség nem figyelhető meg.

Ladin–karni: wettersteini zátonyok

Két környezetben alakultak ki. Megtalálhatók az uralkodóan törmelékes kőzetekből felépülő medencékben: "Amphyclinen-rétegek" (SENOWBARI-DARYAN 1981; TURNŠEK et al. 1982), a "Leckkogeli rétegek" (DULLO & LEIN 1980; FLÜGEL et al. 1978; LEIN 1980). A másik típust a platform peremén kialakult zátonyok képviselik. A "Leckkogel rétegek" a törmelékes rétegek között települő szivacsban gazdag rétegek, illetve a törmelékes medencékben a platform pereméről mészkőblokkok formájában becsúszott szivacs-biosztrómák ("Cipit"-blokkok.). Mikrites, pelmikrites alapanyagban nagy diverzitású szivacsfauna található, ahol főleg a Sphinctozoák uralkodnak, hydrozoák, korallok, foraminiferák csak alárendelten fordulnak elő. A gyér flórát Porostromata algák, Solenoporaceák alkotják, Dasycladaceát eddig nem találtak. A *Ladinella porata* OTT és a Tubiphytes a leggyakoribb mikroproblematikum.

A platformok peremén kialakult zátonyokban a vázalkotó szervezetek között pelpátitos, a védettebb területen pelmikrites üledék halmozódik fel. A zátony mikrofáciese uralkodóan bafflestone, ősmaradványai között a Pharetronida szivacsok, a Sphinctozoák és az Inozoák uralkodnak. A ladin–karni zátonyokban jelennek meg azok a Sphinctozoák, melyek váza nagy Mg-tartalmú kalcitból áll, ilyen vázösszetétel sem a permi, sem a nori–rhaeti alakokra nem jellemző. Természetesen az aragonit- és a kalcitvázú alakok is jelen vannak. Jelentősek még a különböző Tubiphytes fajok, és a bizonytalan rendszertani helyzetű, főleg a karni zátonyokban nagy mennyiségben megjelenő "kérgek", valamint a Porostromata algák. A mikroproblematikumok közül a *Tubiphytes gracilis* SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN és a *Tubiphytes obscurus* MASLOV mellett jelentős menynyiségben fordul elő a *Ladinella porata* OTT, a *Radiomura cautica* SENOWBARI--DARIAN & SCHÄFER, valamint a *Plexoramea cerebriformis* MELLO. A karni zátonyokra jellemző, hogy az elsődleges vázalkotókat algák, Tubiphytes, és biogén "kérgek" kérgezik be, erősítve ezzel a mészvázat. A bekérgező Sphinctozoák, pl. az *Uvanella irregularis* OTT szerepe jelentéktelen. A foraminiferák alárendeltek, viszont a karni zátonyokban jelentősek a jó fácies- és korjelző Miliolidae nemzetségek: Cucurbita, Urnulinella. A zátonylakó szervezetek: csigák, kagylók, brachiopodák, echinodermaták ritkák. A bioerózió (pl. fúrókagylónyom) is ritka.

A fentiekből látható, hogy a korallok szerepe a wettersteini zátonyok felépítésében alárendelt. Csak egyes, számukra kedvező helyeken, pl. Hafelekar zátony (BRANDNER & RESCH 1981) jelennek meg kőzetalkotó mennyiségben.

Nori–rhaeti: dachsteini zátonyok

Nori

A nori korszakbeli dachsteini zátonyok felépítésében még a szegmentált mész-szivacsok az uralkodók, de a gyakoriságban őket követő korallok egyre jelentősebbek. Alárendelten előfordulnak még hydrozoák, bryozoák, "tabulozoák", foraminiferák, vörösalgák (Solenoporaceák), és a Spongiostromate alga kérgek. Ezek a másodlagos zátonyalkotók bekérgezik és összekötik az elsődleges zátonyalkotókat, jelentősen növelve a váz stabilizálását.

A szegmentált mész-szivacsokat összehasonlítva a wettersteini Sphinctozoákkal a következő különbségek állapíthatók meg:
- eltűntek azok a genusok, melyek váza nagy Mg-tartalmú kalcitból épült fel,
- méretük általában nagyobb mint a ladin–karni fajoké,
- a belsővázas taxonok aránya megnőtt.

A foraminiferák nagyobb faj- és egyedszámban vannak jelen.

Jellegzetes bekérgező formák a Nubecularia és az *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL, vagilis-bentosz formák, az Ophthalmidium és a Galeanella.

A noritól a zátonylakó szervezetek maradványai (echinodermata töredékek, süntüske metszetek és molluscák) lényegesen gyakoribbak, mint a wettersteini

zátonyokban. A csigák zátonylakóként, a kagylók fúró szervezetekként váltak jelentőssé.

Rhaeti

Az Északi Mészkőalpok késő-rhaeti korú zátonyaiban a korallok vették át a vezető szerepet, a szervezetek 45%-át teszik ki (RIEDEL 1990). Az Inozoák alárendeltek, a Sphinctozoák viszont a zátonyalkotók egynegyedét adják. Hangsúlyoznunk kell, hogy a szivacsok, mint zátonyalkotók jelentősége a wettersteini zátonyokban betöltött szerepükhöz képest lecsökkent, bár, másodlagos zátonyalkotókként a váz stabilizálásában jelentős szerepet játszanak. A hydrozoák gyakoribbak, mint a nori zátonyokban. Mind a bekérgező, mind a vázalkotó algák aránya csökkent, már csak a váz 8%-át alkotják. A mikroproblematikumok száma is megfogyatkozott, de közülük néhányan, mint másodlagos zátonyalkotók (*Microtubus communis* FLÜGEL, *Radiomura cautica* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI) a zátonyasszociáció fontos elemei.

A fő zátonyalkotó szervezetek (szivacsok és korallok) evolúciója a triászban

A triász zátonyok fejlődését jól nyomon követhetjük, ha végigkísérjük a két legjelentősebb csoport, a szivacsok és a korallok fejlődését.

Szivacsok

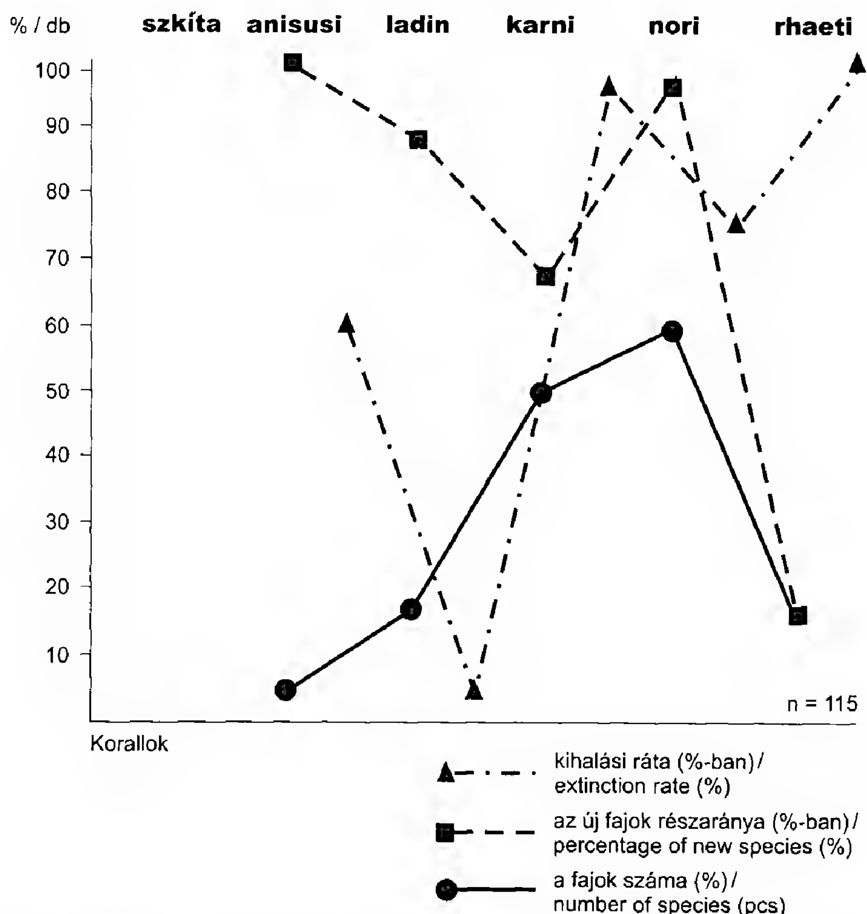
A triászból 115 szivacs faj ismert, amit 42 genusba soroltak (RIEDEL 1990).

A szkítából egyetlen Sphinctozoa sem ismert (SENOWBARI-DARYAN 1990). Ez azért van, mert az kora-triászban (szkíta) hiányoznak az igazi zátonyok, és így hiányzik a Sphinctozoák számára fontos biotóp, vagy csak azért nem kerültek elő szivacsok mert ebből az időszakból zátonyfeltárást sem ismerünk. Ezt a kérdést ma még nem lehet megnyugtatóan megválaszolni.

Az *anisusiból* kevés zátony, így csak kevés Sphinctozoa ismert (SENOWBARI-DARYAN et al. 1993). 8 genus és 5 faj van jelen (2. *ábra*). (Nem minden Sphinctozoát lehet faj szinten meghatározni.) A perm/triász határt három konzervatív genus éli át; Amblysiphonella, Colospongia, Follicatena (RIEDEL 1990). A zátonyok nagy részét az Olangocoelia teszi ki, de jelen vannak más Sphinctozoák is (Uvanella, Follicatena, Celyphia), melyek közel állnak a ladin–karni alakokhoz. Az anisusiban jelenik meg először a nagy Mg-tartalmú kalcitból felépülő váz. (pl. Uvanella).

A *ladinban* a thalamida szivacsok virágzásnak indulnak, 16 genust és 17 fajt írtak le. A ladin és a karni folyamán kihalási arányuk nagyon kicsi; mindössze egyetlen faj, az *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER tűnik el. A zátonyon belül betöltött szerepük is jelentősen megerősödik.

A *karniban* ez a fejlődés folytatódik, ekkor érik el diverzitásuk első csúcspontját (24 genus és 50 faj ismert). A genusok egyharmada, a fajoknak pedig



2. ábra. A Sphinctozoa (szegmentált mész-szivacs) fajok száma, kihalási rátája, és az új fajok száma a triász során (RIEDEL 1990 nyomán)

Fig. 2 Number and extinction rate of Sphinctozoan (segmented calcareous sponge) species, and number of new species during the Triassic (RIEDEL 1990)

kétharmada új. Mind az aragonit, mind a nagy Mg-tartalmú kalcit vázú alakok száma nő. A Tethys zátonyai között a zátonybiotópban jelentőségük tovább erősödik

A *késő-tuvali–láci időintervallum,* legalábbis a Tethys térségében jelentős krízist jelez a Sphinctozoák fejlődésében. A kihalás faj szinten jelentős, csak 4 faj éli túl ezt az időszakot, és ezzel a fajok 92%-a végleg eltűnik. Genus szinten nem olyan jelentős a csökkenés, a genusoknak csak a 45,8%-a hal ki. (RIEDEL 1990). A Sphinctozoák hamar kiheverik ezt a krízist, hamarosan új taxonok keletkeznek, és a noriban a triászon belüli legjelentősebb virágkorukat érik el.

A *nori–rhaeti* zátonyok a Tethysben és Észak-Amerikában már egy új szivacs-együttessel jellemezhetők (FLÜGEL 1981; SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981). 29 genus és 60 faj ismert. Ebből a genusok 55,2%-a, a fajoknak viszont 96,6%-a új. A nori dachsteini zátonyokban még a szivacsok uralkodnak, ezen belül az

Inozoák (nem szegmentált mész-szivacsok) vannak túlsúlyban, de a korallok ekkor már jelentős konkurenciát jelentenek.

A rhaetiben a szivacsok hanyatlása figyelhető meg, a genusok száma 10-re, a fajok száma 18-ra csökken. A rhaetiben nem jelenik meg új genus, csak három új faj keletkezik. Egyidejűleg a zátonyban a szivacsok elveszítik vezető szerepüket, amit a korallok vesznek át.

A triász–jura határon a Sphinctozoák történetében jelentős krízis tapasztalható, minden nori–rhaeti Sphinctozoa kihal, a Stylothalamiák kivételével. A genusok 98%-a, a fajok 100%-a végleg eltűnik. Ez a "tipikus Sphinctozoák" végleges eltűnését jelenti.

A triász thalamida szivacsok evolúciójának általános fejlődése a következőkben összegezhető (2. *ábra*):

A genusok száma az anisusi–nori időintervallumban nő, a rhaetiben csökken, faj szinten két maximum figyelhető meg; egy a karniban, és egy másik a noriban. Közben a fajok 92%-a kihal! Bár a fajok kicserélődnek, a thalamida szivacsok fejlődése egy rövid visszaesés után az anisusitól a nori végéig folytatódik. A nori végén a Tubiphytesekkel együtt elveszítik vezető szerepüket a triász zátonyokban.

Csak az anisusi–karni fajoknál jelenik meg a nagy Mg-tartalmú kalcitból álló váz, sem a paleozoos, sem a későbbi Sphinctozoákra nem jellemző. Egyedül a késő-jurában és a krétában figyeltek meg néhány kérdéses szivacsnál ilyen vázat. Ma még eldöntetlen kérdés, hogy ennek genetikus oka van, vagy pedig a triász tengervíz kemizmusának változását tükrözi.

A thalamida szivacsok vázának felépítésében jelentős a belső váz megléte vagy hiánya. Az anisusi genusok nem rendelkeznek belső vázzal, a belső vázas genusok száma a nori végéig fokozatosan nő. A noriban a szivacsok 51,7%-át teszik ki, a rhaetiben arányuk már csak 40% (RIEDEL 1990). A triász folyamán nem jön létre új típusú belső váz, sőt néhány korábbi típus hiányzik is, de megjelennek az ún. kombinált típusú vázak (Coetinella, melynek belső része a szivacsokra jellemző retikuláris váz, külső része a korallokra jellemző szeptum). A belső váznak valószínűleg stabilizációs szerepe volt, fejlődésével párhuzamosan egyre vékonyabb lesz a külső váz. Valószínűleg a belső váz fokozatosan átveszi a stabilizálás szerepét (*I. tábla*)

A triász thalamida szivacsok másik evolúciós trendje a méretnövekedés, ami a belső vázzal rendelkező genusok számának növekedésével párhuzamos. Az anisusi szivacsok maximális nagysága néhány cm, a nori, rhaeti alakoké viszont a 13 cm-t is elérheti.

Korallok

A triász zátonyok felépítésében a szivacsok, a Tubiphytesek, az algák és az organikus "kérgek" mellett a korallok is jelentős szerepet játszanak. Különösen kiemelkedik a Scleractinia, mint potenciális vázalkotó szerepe. A Scleractiniák (nevezik őket hexakoralloknak és modern koralloknak is) az anisusiban jelennek

meg, de csak a rhaetiben válnak uralkodóvá a zátony biotópban, amikor a szivacsok elveszítik vezető szerepüket.

Az *anisusi*ból csak kevés faj és genus ismert, közülük néhány csak az anisusira korlátozódik.

A *ladin*ban a fajok száma megduplázódik (3. *ábra*), a genusok száma viszont kevésbé gyorsan nő. A ladin során a genuszok 18,5%-a, a fajok 44,6%-a hal ki, de ez diverzitásukban nem jelent visszaesést.

A *karni*ban a fajszám majdnem megkétszereződik (84), viszont csak öt új genus jelenik meg.

A karni/nori határon a korallok fejlődésében is egy krízis figyelhető meg, a fajok 46,5%-a, a genusok 41,4%-a hal ki.

E kihalás ellenére a korallok is a *nori*ban érik el a legnagyobb diverzitásukat, amikor is 159 fajt és 61 genuszt ismerünk. Ez a karni taxonok számának megduplázódását jelenti!

I. tábla – Plate I →

Két eltérő vázfelépítésű Sphinctozoa összehasonlítása

Comparison of two Sphinctozoans of different skeleton structure.

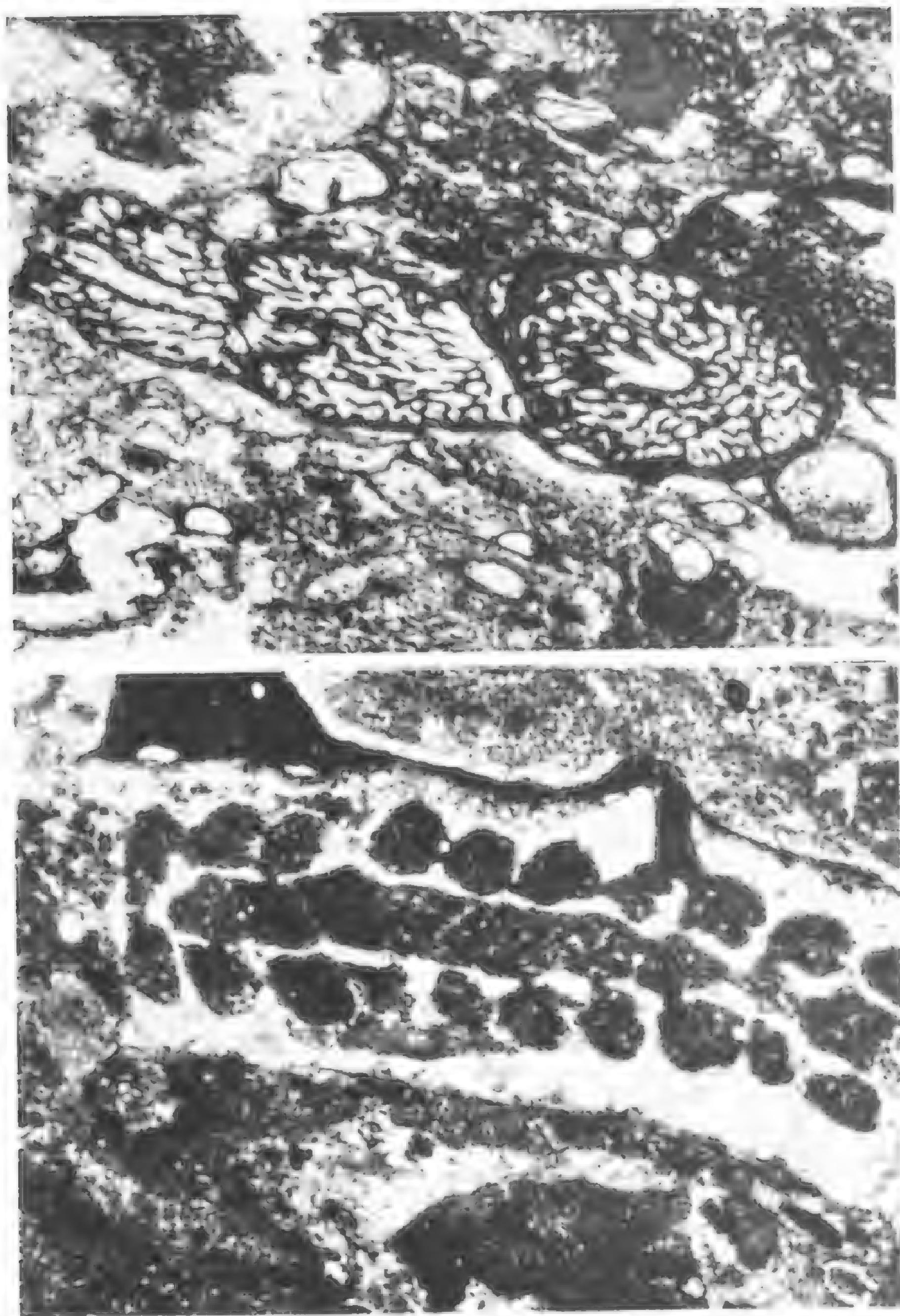
1. *Enoplocoelia armata* (KLIPSTEIN). A szivacsot vastag külső fal, és vékony, perforált szegmensek jellemzik. A vastag pórus (ostium) kivezető nyílásánál a külső falon kidudorodás látható. Belső váz hiányzik. A szivacsra Tubiphytes telepedett (jobbra fent). N=11,5x

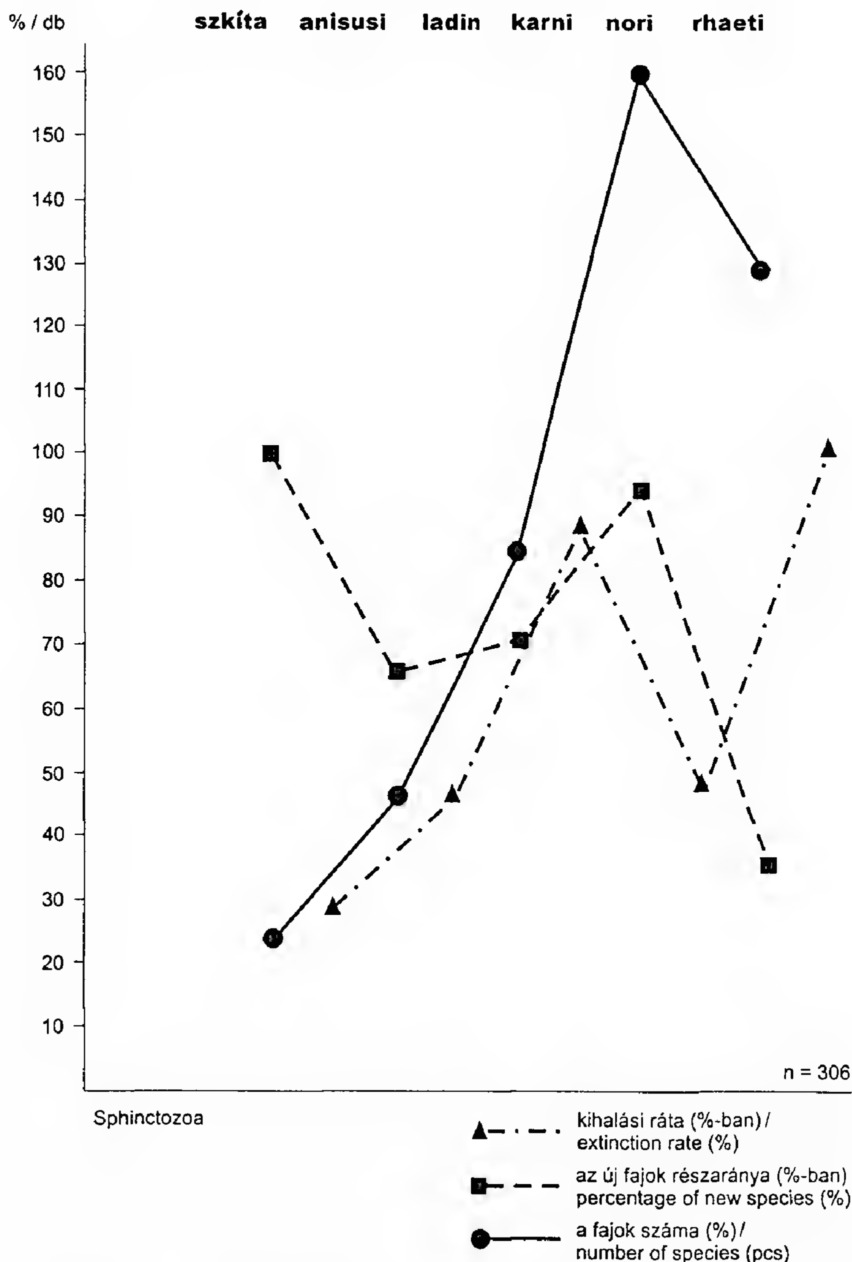
   Enoplocoelia armata (KLIPSTEIN). The sponge is characterized by thick outer wall and thin perforated segments. At the outlet of the thick pore (ostium), a protrusion can be seen on the outer wall. The inner skeleton is missing. A Tubiphytes was settled on the sponge (up to the right). N=11,5x

2. *Solonolmia manon manon* (MÜNSTER). A kamrafal vékony, a gömb alakú kamrákat reticuláris belső váz tölti ki. Ha összehasonlítjuk a *S. manon manont* és az *Enoplocoelia armatat* (I/1. kép), akkor szembetűnik a két nagy szegmentált mész-szivacs csoport közötti különbség. Az *E. armata* a szegmentált mész-szivacsok Aporata alrendjébe tartozik. Ezekre a kevésbé fejlett fajokra a vastag külső váz, és a belső váz hiánya a jellemző. A vázat csak a nagyméretű pórusok (ostienek) törik át. A *S. manon manon* ezzel szemben a szegmentált mész-szivacsok Porata alrendjébe tartozik. A Porata alrendbe sorolt fajoknál a vázat kisebb pórusok törik át. Ezek a fajok belső vázzal rendelkeznek. A belső váz jelentős szerepet játszik a váz stabilitásában, ezért a porata alakok külső váza lényegesen vékonyabb, mint az aporata alakoké. A szegmentált mész-szivacsok triász evolúciója folyamán az aporáták száma csökken a poráták javára. N=6x

   Solonolmia manon manon (MÜNSTER). The chamber wall is thin, the spherical chambers are filled up by reticular inner skeleton. Comparing S. manon manon with Enoplocoelia armata (Plate I/1), there is a remarkable difference between the two large segmented calcareous sponge groups. E. armata belongs to the Aporata suborder of segmented calcareous sponges. These less developed species are characterized by thick outer skeleton and lack of inner skeleton. The skeleton is perforated only by large-sized pores (ostia). On the other hand, S. manon manon belongs to the Porata suborder of segmented calcareous sponges. At the species assigned to the Porata suborder, the skeleton is perforated by smaller pores. These species have an inner skeleton. The inner skeleton plays a significant role in the stability of the skeleton, therefore the outer skeleton of the porata forms is considerably thinner than that of the aporata ones. During the Triassic evolution of the segmented calcareous sponges, number of aporatas decreases to the advantage of the poratas. N=6x

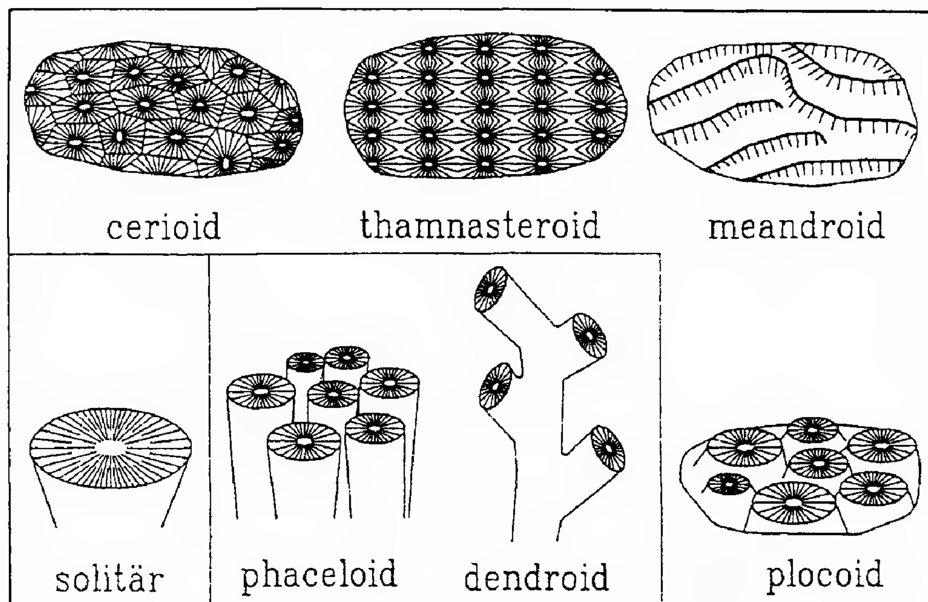
I. tábla – Plate I





3. ábra. A korall fajok száma, a kihalt fajok száma és az új fajok száma a triász során (RIEDEL 1990 nyomán)

Fig. 3 Number of coral species, extinct species and new species during the Triassic (RIEDEL 1990)



4. ábra. A korallok növekedési típusai (RIEDEL 1991 nyomán)

Fig. 4 Schematic line drawings of coral growth types (RIEDEL 1991)

A *rhaeti*ben a korallok fejlődésében is egy kisebb visszaesés figyelhető meg, "csak" 128 fajt, és 48 genust írtak le. A triász/jura határon valamennyi triász faj és genus kihal.

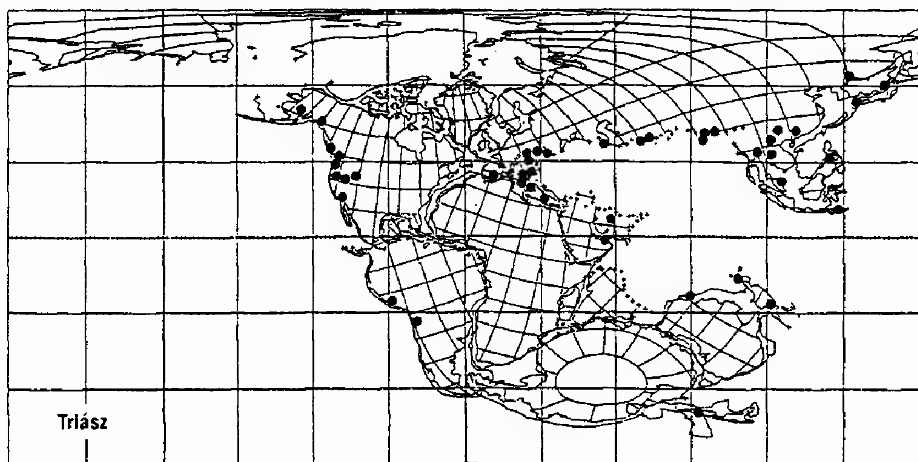
A triászban a korallok fejlődését a következő tendenciákkal jellemezhetjük: az anisusitól a karni végéig diverzitásuk nő. A karni végén sok faj kihal, ennek ellenére a noriban érik el diverzitásuk maximumát. A rhaetiben diverzitásuk csökken, és a triász végén az összes triász faj és genus kihal, követve ezzel a zátonyszervezetek triász végi általános kihalását.

COATES & JACKSON (1987) recens Scleractiniák tanulmányozása során megállapította, hogy a korallok fejlődése során a korallit egyedek fokozatosan elveszítik önállóságukat és korallteleppé alakulnak. Az integrálódással egyidőben fejlődik ki a korallok együttélése a zooxantellákkal.

RIEDEL (1991) vizsgálta a triász korallok növekedési típusát. Három fő típust különített el (*4. ábra*): soliter, elágazó (phaceloid, dendroid), ceroid (plocoid, ceroid, thamnasteroid, meandroid). A triász során a következő tendenciákat állapíthatjuk meg: a ladintól a ceroid alakok mennyisége fokozatosan nő, és a noriban, illetve a rhaetiben éri el genus szinten a maximumot. A magányos alakok mennyisége előbb nő, később csökken, az elágazó alakok részaránya viszont folyamatosan csökken. A magányos alakok uralmát a triász során a telepes formák váltják fel.

Milyen előnyökhöz jutnak a korallok az egyre integráltabb telepek kifejlődésével? Minden élőlény a létért folytatott harcban meghódít egy területet, ezt

igyekszik minél tovább megtartani, és amint lehetősége van, újabb területeket hódít meg. A magányos szervezetek látszólagos előnye, hogy szabad területen gyorsan megtelepednek, viszont a meghódított területet csak az egyed élettartama során uralják. Az egyed ellensége számára is feltűnőbb. A kolónia ezzel szemben tovább él. Bár az egyed élettartama itt is rövid időre korlátozódik, mivel az egyedek eltérő korúak, nem egyszerre pusztulnak el. Az ellenséggel is hatékonyabban veszik fel a versenyt, mivel egyidőben csak néhány egyed pusztul el, továbbá a telep oldalirányban is könnyebben terjeszkedik, mint egy



5. ábra. A triász zátonyok elterjedése. Alaptérkép: rhaeti, késő-triász (SMITH et al. 1981)

Fig. 5 Extension of Rhaetian reefs (SMITH et al. 1981)

egyed. A telepes életforma nagy előnye tehát a társulás hosszabb élettartama és a hatékonyabb laterális terjeszkedés. Ezzel szemben az egyedi életforma nem olyan hatékony. Részben ennek köszönhető, hogy a késő-triász zátonyokban a telepes korallok egyre jelentősebb szerepet töltenek be a zátonyközösségben. Sikerük másik titka a korall-alga szimbiózisban rejlik. Az egyre integráltabb telepek kialakulása ugyanis együtt járt a korallok és a zooxantellák szimbiózisának fokozatos kifejlődésével. A Scleractinia az egyetlen olyan potenciális zátonyalkotó csoport, amely szemben a többi zátonyalkotó csoporttal csak az anisusiban jelenik meg először. Mintegy 20 millió évig alárendelt szerepet játszanak a triász zátonyok felépítésében. A Scleractinia fajok száma csak a noriban lesz jelentős, és csak a szivacsok hanyatlásával egyedőben a rhaetiben veszik át a vezető szerepet a zátonyokban.

A triász zátonyok fejlődésére tehát általánosságban elmondható, hogy az anisusitól a noriig a zátony felépítésében a szivacsoké a vezető szerep, a szivacsok rhaeti hanyatlásával egyidőben pedig a korallok veszik át az uralmat. Látható, hogy a hermatipikus korallok triász evolúciója és a mész-szivacsok, mint fő zátonyalkotók "hanyatlása" kapcsolatban áll egymással.

Ez a faunában bekövetkezett változás egyben azt is jelzi, hogy a zátonykörnyezet, ami az anisusitól a karni végéig 40–60 m-es mélységben alakult ki, a rhaetiben már sekélyebb régióban, 5–10 m-es mélységben jöhetett létre. Mint láttuk, mind a zátonyok összetételében, mind a zátonykialakulás helyszínében jelentős változás következik be a triász folyamán. E két tény között ok-okozati összefüggés van. A mélységváltozás azért következik be, mert a zátonyközösségben a korallok veszik át a vezető szerepet, és nekik a jól átvilágítottt öv (a zooxanthellák fényigénye miatt) kedvezőbb. A mélységváltozás jól magyarázható a két őslénycsoport (szivacsok és korallok) eltérő ökológiai igényeivel. A korallok "passzív filtrálók", azaz táplálékfelvételükhöz állandó vízmozgásra van szükség. Ezzel szemben a szivacsok "aktív filtrálók", a szivacs testében vákuumot hoz létre, és testén keresztül, pórusainak segítségével vizet cirkulál. Ezzel függetlenné válik a vízmozgásától. A korallok szimbiózisban élnek a zooxantella algákkal, melyek csak átvilágított vízben tudnak élni. A szivacsok ezzel szemben függetlenek a fénytől, tehát mélyebb vízben is életképesek. Ezért a dachsteini zátonyok, ahol a korallok é a vezető szerep, a hullámverés övében, sekély vízmélységben épülnek fel, szemben a wettersteini zátonyokkal, melyek nyugodtabb vízben, viszonylag nagyobb vízmélységben jönnek létre.

Összefoglalás

A legtöbb triász zátony a Tethys nyugati és északi peremén található (5. *ábra*) a 30 északi szélesség közelében.

– A zátonyt felépítő szervezetek diverzitása a triászban, még a késő-karni krízis ellenére is nő.

– A zátonyok mérete egyre nagyobb.

– A hullámverésnek ellenálló váz egyre stabilabb, mivel a bekérgező szervezetek aránya egyre jelentősebb.

– A zátonyok egyre nagyobb területen terjednek el.

– A zátonykörnyezet a nagyobb vízmélységekből (40–60 m), a sekélyebb régiókba (4–20 m) tevődik át.

– Mind a szivacsokra, mind a korall telepekre az egyre nagyobb méret jellemző.

– A szivacsok uralmát a rhaetiben a korallok váltják fel, ezen belül is háttérbe szorulnak a magányos korallok és helyüket a telepes formák veszik át.

Függelék (szómagyarázat)

– Pharetronida: a szivacsok egyik rendje. A gyakorlatban a Pharetronidákat (sensu STEINMANN) két csoportra osztják a szegmentált "*Sphinctozoák*"-ra és a nem szegmentált, "*Inozoák*"-ra.
– Sphinctozoa (STEINMANN) = Thalamida (LAUBENFELS) = szegmentált mész-szivacs: vázuk kerek, golyóformájú kamrákból áll, melyek átmérője gyakran 1 cm körüli. A kamrák sokszor egy központi csatorna köré rendeződnek. A kambriumtól máig élnek. Az egyetlen recens faj *Vaceletia crypta* (VACELET) az Indiai és a Csendes óceán zátonyainak előterében él 15–40 m-es mélységben.

A korall telepeknél használt morfológiai terminusok (GALÁCZ & MONOSTORI 1992):
– *ceroid telep:* koralltelep, melyben az egyes korallitok fala felismerhető,
– *dendroid telep:* fasciculált telep, szabálytalanul elágazó korallitokkal,
– *fasciculált korallum:* hengeres, egymással nem érintkező korallitokból álló telep,
– *meandroid telep:* a korallitok tekergőző sorokba rendeződnek, melyeket csak két oldalról határolnak falak.
– *phaceloid korallum:* fasciculált telep többé-kevésbé párhuzamos, néha nyúlványokkal összeérő korallitokkal.
– *plocoid telep:* a telepalkotó korallitoknak van külön fala, de az összeköttetést a dissepimentumok biztosítják.
– *soliter:* magányos
– *thamnasteroid telep:* olyan koralltelep, ahol az egymás melletti korallok összeolvadnak.

Köszönet:

A zátonyalkotó szervezetek megismeréséhez sok segítséget kaptam Baba SENOWBARI-DARYANtól és Detlef WURMtól. Köszönöm PIROS Olga és CSILLAG Gábor lektorok kritikai észrevételeit. A kutatások anyagi fedezetét a T26634 számú OTKA pályázat fedezte, melyet ezúton is köszönök.

Irodalom – References

BENTON, M. J. 1988: Mass extinctions in the fossil record of reptiles: paraphyly, patchiness, and periodicity – In: G. P. LARWOOD (ed): Extinction and Survival in the Fossil Record. *System. Assoc. Spec.*, **43**, 269–294. Clarendon Press, Oxford.

BÉRCZINÉ MAKK A. 1987: Észak-magyarországi Earlandia (foraminifera) fajok a perm-triász határról. – *MÁFI Évi jelentése az* **1985**. *évről*, 215–226.

BRANDNER, R. & RESCH, W. 1981: Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – In: TOOMEY, D.F.: European Fossil Reef Models, *SEPM Spec. Publ.*, **30**, 203–231, Tulsa.

COATES, G.A. & JACKSON, J. B. C. 1987: Colonal growth, algal asymbiosis, and reef formation by corals. – *Paleobiology*, **13/4**, 363–378. Ithaca.

DULLO, W. CH. & LEIN, R. 1980: Das Karn von Launsdorf in Kärnten: Die Schwammfauna der Leckkogelschichten. – *Verh.Geol. B.-A., Jb., Wien*, **1980/2**, 25–71.

FLÜGEL E. 1981: Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. – In: TOOMEY, D. F. (ed): European fossil Reef Models. *SEPM Spec Publ.* **30**, 291–361. Tulsa.

FLÜGEL, E. 1982: Evolution of Triassic Reefs: Current Concepts and Problems. – *Facies* **6**, 297–328.

FLÜGEL, E. 1994: Pangean shelf carbonates: Controls and paleoclimatic significance of permian and Triassic reefs. – In: KLEIN, G. D. (ed): Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent.. *Geol. Soc. of Am. Spec. Paper.* **288**, 247–266, Colorado.

FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. 1978: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 153–185. Wien.

FLÜGEL, E. & STANLEY, G.D. 1984: Reorganization, development and evolution of post-Permien reefs and reef organisms. – *Paleontographica Americana*, **54**, 177–186, Ithaca

GALÁCZ A. & MONOSTORI M. 1992: Őslénytani praktikum 664 p. Tankönyvkiadó, Budapest.

JAMES, N. P. 1983: Reef environment. – In: SCHOLLE P. A., BEBOUT D. G., MOOREM C. H. (eds.): Carbonate depositional Environments, *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* **33**, 345–440.

JOHNSON, A. L. A. & SIMMS, M. J. 1989: The Timing and Cause of late Triassic Marine Invertebrate Extinctions: Evidence from Scallops and Crinoids. – In: DONOVAN, S. K. (ed): *Mass extinctions: processes and evidence.* 174–195. Belhaven, London.

KOVÁCS, S. 1989: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terraines – In: *XXI[st] European Micropaleontological Colloquium, Guidebook*, 15–36, Budapest.

LEIN, R. 1980: Leckkogelschichten – ein neuer terminus für eine schwammreiche Plattformrandentwicklung im ostalpinen Karn (Obertrias). – *Sitz. ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. I.* **117**, 125–134, Wien.

RIEDEL, P. 1990: Riffbiotope im Karn und Nor (Obertrias) der Tethys: Entwicklung, Einschnitte und Diversitätsmunter. – Doktori disszertáció, 3–96.

RIEDEL, P. 1991: Korallen in der Trias der Tethys: Stratigraphische Reichweiten, Diversitätsmuster. Entwicklungstrends und Bedeutung als Rifforganismen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **37**, 97–118. Wien.

SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. 1981: Facies development and paleontologic zonation of four Upper Triasssic patch-reefs, Norhern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. – In: TOOMEY D. F. (ed): European Fossil Reef Models. *SEPM, Spec. Publ.*, **30**, 241–259. Tulsa.

SCHOLZ, G. 1972: An Anisian Wetterstein Limestone Reef in North Hungary. – *Acta Min. Petr. Acta Univ. Szeged.*, **20/2**, 337–362. Szeged.

SENOWBARI-DARYAN, B. 1981: Zur Paläontologie des Riffes innerhalb der Amphyclinen-Schichten bei Hudajuzna, Slowenien. – *Razprave IV. razr. SAZU*, **23**, 99–118, Ljubljana.

SENOWBARI-DARYAN, B. 1990: Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. – *Münchner Geowiss. Abh., A*, **21**, 1–326. München.

SENOWBARI-DARYAN, B. & FLÜGEL, E. 1993: *Tubiphites* Maslov, an Enigmatic Fossil: Classification, Fossil record and Significance through Time Part I: Discussion of Late Paleozoic Material. – *Bollettino della Societá Paleontologica Italiana* Spec. Vol. **1**, 353–382, Modena.

SENOWBARI-DARYAN, B., ZÜHLKE, R., BECHSTADT, T. & FLÜGEL, E. 1993: Anisian (Middle Triassic) Buildups of the Northern Dolomites (Italy): The Recovery of Reef Communities after the Permian/Triassic Crisis. – *Facies*, **28**, 181–256.

SMITH, A. G., HURLEY, A. M. & BRIDEN, J. C. 1981: Phanerozoic paleocontinental word maps. – In: HUGHES, N. F. (ed.): Organisms and continents through time. – *Paleont. Ass. Spec. Paper*, **12**, London.

STANLEY, G.D. 1988: The history of early Mesozoic reef communities: a three-step process. – *Palaios*, **3**, 170–183, Ann Arbor.

TUCKER, M. E. 1985: Sedimentary Petrology. An Introduction. 252 p. Blackwell.

TURNŠEK D., BUSER S. & OGORELEC B. 1982: Carnian coral-sponge reefs in the Amphiclina Beds between Hudajuzna and Zakriz (Western Slovenia). – *Razprave IV, Razreda SAZU*, **242**, 1–48. Ljubljana.

A kézirat beérkezett: 1998. 10. 06.

Földtani Közlöny 129/2, 267–303 (1999) Budapest

Monacit a Soproni-hegység metamorf képződményeiben

Monazite in the metamorphic rocks of the Sopron Hills, Eastern Alps, Hungary

NAGY Géza[1] – ÁRKAI Péter[1]

(5 ábra, 5 táblázat, 3 tábla)

Tárgyszavak: monacit, ritkaföldfém ásványok, csillámpala, gneisz, polimetamorfózis, amfibolit fácies, zöldpala fácies, Keleti-Alpok, Soproni-hegység, Magyarország

Key words: monazite, REE minerals, mica schist, gneiss, polymetamorphism, amphibolite facies, greenschist facies, Eastern Alps, Sopron Hills, Hungary

Summary

Monazite is one of the most resistant minerals. Very little is known about its formation and stability during metamorphic processes, although the number of related publications is increasing. In the metamorphic rocks of the Sopron Hills monazite and florencite were first recognised about 25 years ago by FAZEKAS et al. (1975). Recently, the quality and abundance of the accessory rare earth element, – REE – and other heavy minerals have been determined as typical for the rocks of the Sopron Hills. Monazite and xenotime are the most widespread REE minerals; in addition florencite, rhabdophane and, albeit very scarcely, allanite can also be found. About 140 monazite and 20 rhabdophane analyses were carried out using electron microprobe.

Monazite proved to be frequent in mica schists and quartzites in the western (Brennbergbánya) area and in mica schists at Vöröshíd; they were rare in schists and quartzites collected from other places, and also rare in gneisses and leucophyllites. Rhabdophane was identified mainly in gneisses but rarely in mica schists. The majority of monazite grains in the schists at Brennbergbánya and at Vöröshíd were formed during the metamorphic events. Their Y (and other heavy REE) contents increase with the metamorphic grade. A few grains, however, which differ from the majority, have preserved their former compositions. Similar differences has been observed in the mica schists from the Gloriette quarry, which is poor in monazite. Here, a pair of monazite and xenotime – which have – together were found and the pressure-dependent thermometer of GRATZ & HEINRICH (1997) could be applied; this recorded 540 °C at 9 kbar. In gneisses, most of the monazite was included in the apatite which has formed in the granite intrusions – i. e. the starting material of the gneisses. Here the monazite grains have formed later – i.e. during regional metamorphism – are very rare. In grey quartzites two monazite generations were found: one has originated from the mica schist (the precursor rock) without chemical alteration; the other has a smaller grain size and different composition. Like to the related gneisses, the leucophyllites contain monazite of magmatic origin and with unchanged composition.

A relationship between the origin and the Eu-anomaly of monazites was established. The monazite grains in gneisses and leucophyllites, being magmatic in origin, display high negative Eu-anomalies (Eu/Eu*<0.35); while those formed by metamorphic processes in mica schists have

[1] MTA Földtudományi Kutatóközpont Geokémiai Kutatólaboratóriuma, H-1112 Budapest, Budaörsi út 45.

moderately negative Eu-anomalies (Eu/Eu*>0.35). The O_2 content of monazite varied from 0 to 11 %weight, parallel to CaO, and approximating to the following substitution: 2. $REE^{3+}=Th^{4+}+Ca^{2+}$. In some cases conclusions on the various origins of monazite grains were also supported by the differences in their Th contents.

Manuscript received: 04 06 1998

Összefoglalás

A legellenállóbb ásványok közé tartozó monacit keletkezése és stabilitása metamorf körülmények között kevéssé ismert, de az ide vonatkozó publikációk növekvő száma növekvő érdeklődésről tanúskodik. A Soproni-hegység metamorf kőzeteiben monacit (és florencit) előfordulásáról mintegy 25 éve tudunk (FAZEKAS et al. 1975). Jelen munka során a hegység jellemző kőzeteiben meghatároztuk a ritkaföldfém- (RFF-) és más nehéz járulékos ásványok minőségi és gyakorisági viszonyait. A RFF-ásványok közül elterjedt a monacit és a xenotim, megjelenik a florencit és a rabdofán, elvétve az allanit. A monacitról kb. 140, a ritkább rabdofánról kb. 20 mennyiségi elemzést készítettünk elektron-mikroszondával.

A monacit gyakori a brennbergbányai csillámpalában és kvarcitban, valamint a vöröshídi csillámpalában, ritka a más lelőhelyről gyűjtött palában, kvarcitban, valamint a gneiszben és leukofillitben. Rabdofánt főleg gneiszben, ritkábban csillámpalában észleltünk. A brennbergbányai és vöröshídi palákban a monacitszemcsék többsége a metamorfózis során keletkezhetett, Y- (és más nehéz RFF)-tartalmuk a metamorf fokkal nő. Egyes, eltérő összetételű szemcsék azonban megőrizték korábbi összetételüket. Ugyanezek elmondhatók a monacitban szegény Gloriette-i csillámpalára is. Ebben egy összenőtt monacit-xenotim párra alkalmazni tudtuk GRATZ & HEINRICH (1997) nyomásfüggő hőmérőjét, amely 9 kbar nyomást feltételezve 540 °C hőmérsékletet adott. A gneiszekben főleg apatit zárványaként találtunk kis monacitszemcséket, amelyek a kiinduló anyagul szolgáló gránit intrúziókból származnak. Elvétve előfordulnak olyan szemcsék is, amelyek a későbbi regionális metamorfózis során képződhettek. A szürke kvarcitokban a csilámpala anyakőzetből változatlan összetétellel megőrződött monacit mellett megjelenik egy kisebb szemcseméretű, eltérő összetételű generáció is. A leukofillitekben a közeli gneiszből változatlan összetétellel megmaradt, gránitban magmás kristályosodással képződött monacittal találkoztunk.

A különböző eredetű monacitok Eu-anomáliája eltérő: a (gneiszben, leukofillitben levő) magmás eredetűeké nagy negatív (Eu/Eu*<0,35), a csillámpalában metamorfózissal keletkezetteké mérsékelten negatív (Eu/Eu*>0,35). A monacitban mért ThO_2-tartalom 0 és 11% közt változik, a CaO ezt nagyjából a $2RFF^{3+} = Th^{4+} + Ca^{2+}$ helyettesítés szerint követi. Esetenként a különböző származást az eltérő Th-tartalom is alátámasztja.

Bevezetés

Jóllehet a metamorf képződmények genetikai célú ásvány-kőzettani vizsgálata jelenleg népszerű kutatási irány, nagyon kevés munka foglalkozik a metamorfitok ritkaföldfém- (RFF-) ásványaival: ezek előfordulási törvényszerűségeivel, ásványkémiai viszonyaival, valamint az e tulajdonságokból levonható következtetésekkel. E hiányt pótlandó egy, kőzettani szempontból viszonylag jól ismert modellterület metamorfitjaiban előforduló járulékos RFF-ásványokat jellemezzük a dolgozatban. Modell-területként a Soproni-hegységet választottuk, mivel e terület metamorfitjaihoz kötődő pozitív RFF-anomáliák régóta ismertek. Elsőként FAZEKAS et al. (1975) közöltek geokémia és ásványtani adatokat a soproni-hegységi monacitról. Szerzők disztén-muszkovit-florencit tartalmú csillámpalákban, valamint kvarc-muszkovit-kloritpalában találtak monacitot

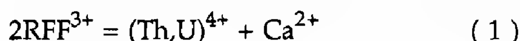
(utóbbi helyen florencit nélkül). Szemcsemérete 10–20 μm, igen ritkák a 0,1 mm-t elérő, többnyire szabálytalan, ritkán idioblasztos szemcsék. Véleményük szerint a monacit "- legalábbis részben – a florencit átalakulási terméke." A RFF-tartalmú kőzetek egy része a jelenlegi helyén képződhetett (bár a legnagyobb RFF-tartalmú kőzetekből csak törmelékes mintákat sikerült találniuk), de glaciális szállítás is történhetett. Elemforrásként pegmatitokat, őstorlatokat vagy üledékes-oxidos dúsulásokat tételeztek fel.

FÜLÖP (1990) az említett szerzők, valamint KISHÁZI és IVANCSICS részben nem publikált eredményeire is támaszkodva foglalta össze a RFF-tartalmú kőzetekre vonatkozó ismereteket. A foszfátásványok (florencit, monacit, apatit és a lazulit) a disztén-leuchtenbergitpalában dúsulnak, a RFF-tartalom (elsősorban a Ce és a La) a florencitben és a monacitban jelentős, a Th szintén az előbb említett két ásványban dúsul és önálló fázisokat (tórit, torianit) is alkot. Néhány florencitdús disztén-leuchtenbergit-muszkovit pala elektronmikroszondás vizsgálatáról NAGY & IVANCSICS (1995) számolt be. A florencit gyakran tartalmaz leuchtenbergit, muszkovit, apatit zárványokat a FAZEKAS et al. (1975) által leírt monaciton és Th-ásványokon kívül, ezek okozhatták az utóbbi szerzők által leírt Mg-tartalmat és RFF-hiányt. Mikroszondás elemzéseink az ideálishoz közel álló össz-RFF-, Al- és P-tartalmat adtak. A florencit mindenütt jól mérhető (0,1%) La-Sm és Gd-tartalommal rendelkezik, ezek aránya helyről helyre változik. Mellékelemei: Sr, Ca, egyes zónákban Th.

Új adataink szerint a soproni-hegységi metamorfitokban előforduló járulékos RFF-ásványok közül a monacit a legelterjedtebb, ezért ezen ásvány előfordulási körülményeit és kémiai összetételét vizsgáltuk részletesen. A hegység hazai részén vett 24 kőzetmintában mintegy 140 monacit és 20 rabdofán elemzést készítettünk. (A RFF-dús disztén-muszkovit palákon végzett vizsgálatainkat, amelyek egy részét korábban közöltük, ld. NAGY & IVANCSICS 1995, most nem tárgyaljuk.) Jelen munka célja az összetételek összefoglalása, áttekintése, továbbá összefüggés keresése a legfeltűnőbb különbségek (az Eu-anomália és az Y-tartalom) és a képződés körülményei közt. Reményeink szerint munkánk hozzájárulást jelent egyrészt a monacit metamorf képződéséről és átalakulásáról meglevő, viszonylag hiányos ismeretekhez, másrészt a Soproni-hegység metamorf fejlődéstörténetének pontosabb megismeréséhez.

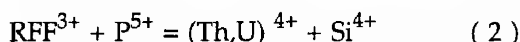
A monacit csoport ásványtani és kőzetgenetikai sajátosságai

A monacit a könnyű RFF-ek foszfátásványa, ideális képlete $CePO_4$. A Ce-ot a La-Nd bármilyen arányban helyettesítheti, de rendszerint tartalmaz néhány százalék Sm-Gd-ot és legalább néhány tized-százalék nehéz RFF-et, utóbbiak közé értve az Y-ot is. Az egyes RFF-ek aránya a különböző előéletű szemcsék közt jól kimutathatóan eltérő lehet. Ezenkívül gyakori a több százalék Th és kevesebb U, továbbá Ca és kevés Si belépése a kristályrácsba. Az utóbbi két elem a háromértékű RFF-ek helyére kerülő négyértékű aktinidák töltéskiegyenlítését biztosítják a következő reakciók szerint:



$$2RFF^{3+} = (Th,U)^{4+} + Ca^{2+} \quad (1)$$

illetve:



$$RFF^{3+} + P^{5+} = (Th,U)^{4+} + Si^{4+} \quad (2)$$

A monacit monoklin, a RFF-ek koordinációs száma 9; a kristályrácsban rendelkezésére álló hely a nagyobb ionsugarú könnyű RFF-eknek kedvez. *Kémiailag rokon* ásványai: 1) *Xenotim:* YPO_4. Tetragonális, 8-as koordinációs száma miatt a kisebb méretű nehéz RFF-eket preferálja. 2) *Rabdofán*: $CePO_4H_2O$, és brockit: $(Ca,Th,Ce)PO_4H_2O$. [Egyes források, pl. BURT (1989) szerint $CePO_4nH_2O$, illetve $(Ca,Th,Ce)PO_4nH_2O$.] Hexagonális, könnyű RFF-eket tartalmaz; ideális víztartalma 7,1%. 3) *Cheralit*: $(Ce,Ca,Th)(P,Si)O_4$, a monacit - brabantit, $CaTh(PO_4)_2$ ill. - huttonit, $ThSiO_4$ sorok közbenső tagja, izostrukurális a monacittal (HUGHES et al. 1995).

A monacit a legellenállóbb ásványok közé tartozik. Legnagyobb, gazdaságilag is hasznosítható telepei a mállási ciklus során keletkeznek, homok formájában vagy torlatokban feldúsulva (MARIANO 1989). Viszonylag nagyfokú metamorfózist is képes – legalábbis részben – átvészelni. SUZUKI et al. (1994) andaluzit-sillimanit (620 °C-os) és sillimanit-ortoklász (680 °C-os) paragenezisű paragneiszben találtak a metamorfózisnál jóval idősebb törmelékes szemcséket. SUZUKI & ADACHI (1994) nagy hőmérsékletű amfibolit fáciesű paragneiszben két különböző szakaszban keletkezett és továbbnövekedett monacitot mutatott ki. WATT (1995) 800 °C-on, 6 kbar-on, H_2O-ban telítetlen körülmények között részlegesen megolvadt granulitban talált olyan korrodált monacit szemcséket, amelyeknek a belseje megőrizte az eredeti összetételt, majd továbbnövekedett. MONTEL et al. (1996) gránitban levő gneisz zárványban két, egy másik kőzetben pedig három különböző monacit generációt különítettek el.

Nagyfokú ellenállóképessége az ionizáló sugárzással szemben is megnyilvánul, ezért napjainkban a radioaktív hulladéktárolás problémájának megoldására is kezdik figyelembe venni (HUGHES et al. 1995; POITRASSON et al. 1996). A radiometrikus kormeghatározásban való kiterjedt alkalmazásán (ld. pl. PARRISH 1990) kívül ez is okozhatta, hogy újabban megnőtt az érdeklődés a monacit stabilitása iránt. Hidrotermális átalakulására CESBRON (1989) több példát említ. POITRASSON et al. (1996) olyan monacitot írt le gránitból, amelynek a biotitban levő része a biotit kloritosodása közben elbomlott, míg a kvarcban levő része épen maradt. Ezt a sajátos átalakulást a biotitból felszabadult fluor okozhatta. LANZIROTTI & HANSON (1996) hasonló jelenségről számolt be disztténes csillámpalában. Újabban FINGER et al. (1998) monacit szegélyén annak bomlástermékeiből kialakult apatit, allanit és epidot zónákat írt le; a bomlás kb. 600 °C, 6 kbar-on mehetett végbe. A monacit hidrotermális lebomlására vonatkozó kísérletet nem ismerünk. 25 °C-on, pH1 körüli, savanyú vizes oldatokban LIU & BYRNE (1997) a RFF-foszfátok oldhatóságát vizsgálta. Ez a La-Ce-Pr sorrendben csökken, majd növekvő tendenciát mutat a Sm-tól a Lu-ig; az Y oldhatósága kb. megegyezik az ugyanakkora ionsugarú Ho-éval.

Az olvadékból kikristályosodó monacit a leukogránitok legfontosabb elsődleges RFF-ásványa. Míg a hőmérséklet csökkenésével egyre szelektívebbé válik a könnyű RFF-ek iránt, a differenciáció során a maradék olvadék elszegényedik a könnyű RFF-ekben a nehezebbekhez képest, ezért a differenciáltabb olvadékból képződő monacit La-, Ce- tartalma kisebb, nehéz RFF-tartalma nagyobb, mint a differenciálódás korai szakaszában keletkezett kristályoké (ld. pl. YURIMOTO et al. 1990; ZHAO & COOPER 1993; WARK & MILLER 1993; MONTEL 1993).

Monacit metamorf folyamatokban is képződik, ennek részleteiről viszonylag keveset tudunk (GRAUCH 1989; AKERS et al. 1993; PAN 1997). SAWKA et al. (1986) szerint egy lehetséges mechanizmusa: üledékes kőzetek mállása során vizes oldatokból víz- (ill. OH)-tartalmú RFF- foszfátok: rabdofán és florencit, $CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$ képződnek apatitszemcsék (málló) felületén, ezek a hőmérséklet emelkedésével vízvesztéssel monacittá alakulnak. Hasonló módon jöhettek létre azok a másodlagos szemcsék, amelyeket PANTÓ (1980) a mecseki granodioritban, valamint a nagyharsányi és görögországi bauxittelepekben írt le. - A rabdofán mechanikus hatásra már szobahőmérsékleten rövid idő alatt monacittá alakul (HIKICHI et al. 1991). VLASZOV (1964, p. 292) normál nyomáson 400 °C körüli hőmérsékleten észlelte ezt az átalakulást. AKERS et al. (1993) kísérleteiben egy nap alatt normál nyomáson 600 °C-on a rabdofán még nem alakult át teljesen monacittá, de 0,5–2 kbar közt, grafit-metán oxigénpuffer jelenlétében már 200 °C-on végbement az átalakulás. Szerintük nagyon valószínűtlen tehát, hogy 450 °C-on vagy magasabb hőmérsékleten a rabdofán a kőzetekben előforduljon.

LANZIROTTI & HANSON (1996) retrográd zöldpala fáciesű metamorf kőzetben idioblasztos monacitot írt le, amely korábban meglevő monacit elbomlásával és újrakristályosodásával keletkezhetett. A régi és új monacit összetétele eltérő, és véleményük szerint nehéz megmagyarázni az új monacit képződését.

PAN (1997) cirkont és monacitot vizsgált gránátdús cordierit-ortoamfibolgneiszben, amely tengerfenéki hidrotermális átalakulást követően nagy hőmérsékletű amfibolit fáciesű (kb. 650 °C/6 kbar) progresszív, majd <450 °C hőmérsékletű és <3 kbar nyomású retrográd átalakulást szenvedett. Míg a cirkon részben primér magmás eredetűnek bizonyult, a monacit a metamorfózis során, a két szakaszban eltérő összetétellel jött létre. Az aggregátumokban előforduló xenoblasztos szemcsék gyakori megjelenéséből arra következtetett, hogy a monacit az előzőleg jelen volt RFF-dús ásványokból (allanit, apatit) keletkezett.

FRANZ et al. (1996) progresszív metamorfózis különböző szakaszaiban képződött monacit és xenotim sajátságait írták le a zöldpala fáciestől a granulit fáciesig terjedő (kb. 450–700 °C) metapelit-pszammit sorozatban. Az alacsony hőmérsékleten képződött szemcsék amőba-szerűek, foszlányosak, kicsik. A metamorf fok növekedésével a méret növekedésének és a szemcsék szabályosabbá válásának tendenciája érvényesül; ezzel párhuzamosan a La-Sm-tartalom szórása csökken, az Y-tartalom átlaga és szórása nő. Az egymással párhuzamosan változó Th- és Ca-tartalom és a metamorf fok közt nem találtak egyértelmű összefüggést. A monacit és xenotim elemeinek forrásaként a kiinduló

kőzet fő ásványaiban rejtett és az átalakulás során kiszabaduló RFF-tartalom szolgálhat. Nagyrészt az ő mérési adataik alapján HEINRICH et al. (1997) kimutatták, hogy a monacitban nemcsak az Y, hanem a Gd- és a nehezebb RFF-tartalom is nő a metamorf fokkal. Ennek alapján empirikusan kalibrált monacit-xenotim geotermobarométert dolgoztak ki, amelyet később a $CePO_4$-YPO_4 binér rendszerben észlelt elegyedési hézag hőmérséklet- és nyomásfüggő változásainak meghatározásával kísérletileg is kalibráltak (GRATZ & HEINRICH 1997).

Vizsgálati módszerek

A kőzetminták vékony- és polírozott felületi csiszolatait polarizációs fénymikroszkóppal és elektron-mikroszondával vizsgáltuk, a fő és a nagyobb mennyiségben jelen levő járulékos ásványok azonosítása, szöveti viszonyaik megállapítása végett. E vizsgálatokat a teljes kőzet porminták röntgendiffraktométeres (XRD) vizsgálatával egészítettük ki. Az XRD vizsgálatokat APD szoftverrel vezérelt Philips PW-1730 diffraktométerrel végeztük, az alábbi körülmények között: CuK_α sugárzás, 45kV/35mA, proporcionális számláló, grafit monokromátor, 1^o-os divergencia és detektor rések, $0{,}05^o\Delta 2\Theta$ lépésközönként, 1 s mérési idővel gyűjtött intenzitás adatok.

A kis mennyiségben jelen levő RFF- és más nehéz járulékos ásványokat elektron-mikroszondával határoztuk meg, az MTA GKL JCXA-733 típusú (JEOL gyt.), 3 hullámhosszfelbontó (WDS) és egy EDAX gyt. energiafelbontó (EDS) röntgenspektrométerrel ellátott műszerét használva. Visszaszórt elektronképpel (BSE) a minták teljes felületét átnéztük, olyan beállításban, hogy a kb. 10 µm-t elérő rutil vagy annál nehezebb szemcséket, illetve a legalább 50 µm-es apatitot észrevegyük. Az ásványokat EDS spektrumuk alapján azonosítottuk.

A monacitot és a rabdofánt mennyiségi elemzéssel tudtuk elkülöníteni. A rabdofán víztartalma miatt a mikroszondás elemzés oxidösszege kb. 93%, ezért a 95%-nál kisebb oxidösszegű pontokat rabdofánnak, a 96,5% fölöttieket monacitnak tekintettük. Az elemzést WDS-ekkel, az MTA GKL-ban kidolgozott módszerrel végeztük, amelynek lényege: a lantanidák mérésre használt röntgencsúcsához a hátteret parabola-illesztéssel határozzuk meg (részletesebben lásd NAGY 1993). A módszert a jelen méréseknél annyiban módosítottuk, hogy a háttérszámítást a könnyű- és a nehéz RFF-ekre külön végeztük el. Elemzési körülmények: V_o=20 kV; I=40 nA; lehetőleg 3 ill. 6 µm-re kinyitott, szükség esetén fókuszált elektronsugár; a számlálás ideje 4 s, négyszer ismételve (t=5x4 s). A könnyű elemeket (Ca, Si, P) K_α, a RFF-ek többségét L_α, a Pr-ot L_β, a Th-ot M_α, az U-t M_β vonalával mértük. A Pr-Eu, La-Gd és Ce-Gd vonalátlapolások hatását előzetesen mért korrekciós faktorokkal küszöböltük ki. Alkalmazott sztenderdek: RFF-ekre DRAKE & WEILL (1972) üvegjei; P-ra és Ca-ra Durango-i apatit E. JAROSEWICHtől (Smithsonian Inst., Washington); Th-ra oxid C. M. TAYLORtól (Stanford, California); U-ra és Si-ra URuSi T. GORTMÜLLERtől (Kammerlingh Onnes Lab., Leiden). A nyers mérési adatokat hagyományos ZAF korrekciónak vetettük alá. Az elemzendő pontot mindig BSE képen választottuk

Az elemzési hiba (2σ-ból számolva) és a kimutatási küszöb értékei (DE-10. minta, nagy monacit)

Values of analytical errors (calculated from 2σ) and detection limits. (Sample DE-10, big size monazite)

I. táblázat – Table I

	C %	Hiba (2σ) %	Kimutatási küszöb %
Y_2O_3	1,48	0,10	0,03
La_2O_3	13,26	0,62	0,11
Ce_2O_3	31,59	1,10	0,10
Pr_2O_3	3,17	0,16	0,15
Nd_2O_3	11,40	0,60	0,09
Sm_2O_3	1,99	0,12	0,06
Eu_2O_3	0,28	0,08	0,08⁺
Gd_2O_3	1,83	0,08	0,08⁺
Tb_2O_3	0,18	0,06	0,07
Dy_2O_3	0,55	0,08	0,06
Er_2O_3	0,08	0,04	0,06
Yb_2O_3	-0,01	0,04	0,07
CaO	0,64	0,02	0,01
ThO_2	2,66	0,10	0,05
UO_2	0,51	0,06	0,05
SiO_2	0,03	0,04	0,02
P_2O_5	29,57	0,46	0,01
	------	----	
Összeg	99,21	1,50	
Ionszámok 16 oxigénra			
Y	0,125	0,008	
La	0,775	0,036	
Ce	1,833	0,064	
Pr	0,183	0,009	
Nd	0,645	0,034	
Sm	0,109	0,007	
Eu	0,015	0,004	
Gd	0,096	0,004	
Tb	0,009	0,003	
Dy	0,028	0,004	
Er	0,004	0,002	
Ca	0,109	0,003	
Th	0,096	0,004	
U	0,018	0,002	
Si	0,005	0,006	
P	3,968	0,062	
	-----	-----	
Σ	8,018	0,103	
Eu/Eu*	0,450	0,133	

⁺ A Pr–Eu ill. La–Gd és Ce–Gd vonalátlapolás figyelembe vételével

⁺The PrEu, LaGd and CeGd line overlaps have been taken into account.

ki a zárványok, felületi hibák kiküszöbölése végett. Egy tipikus elemzés (2s-ból számolt) mérési hiba, valamint a kimutatási küszöb értékei az *I. táblázat*ban láthatók. A monacit Yb-tartalma mindig a kimutatási küszöb alatt maradt, ezért ezt a táblázatokban nem tüntettük föl. Kb. 5 μm-nél kisebb szemcsék elemzésekor bizonyos mértékig a környezetüket is belemérjük, ezért magas pl. az apatit zárványainak Ca- és P-tartalma. Ez azonban a RFF-arányokat és az Eu-anomáliát nem befolyásolja.

Az Eu-anomáliát az Eu/Eu* hányadossal jellemezzük, ahol az Eu a mért, az Eu* a kondritra normált RFF-lefutási görbéből interpolált érték (ld. PANTÓ 1980, p. 30). Ha ez 1-nél nagyobb, pozitív, ha 1-nél kisebb, negatív Eu-anomáliáról beszélünk. Elemzéseinkből az interpolált Eu* értéket a kondritra normált Sm- és Gd-tartalom mértani közepeként számítottuk ki:

$$Eu* = kond(Eu) \cdot \sqrt{\left[\frac{Sm}{kond(Sm)} \cdot \frac{Gd}{kond(Gd)}\right]} = konst \cdot \sqrt{Sm \cdot Gd}$$

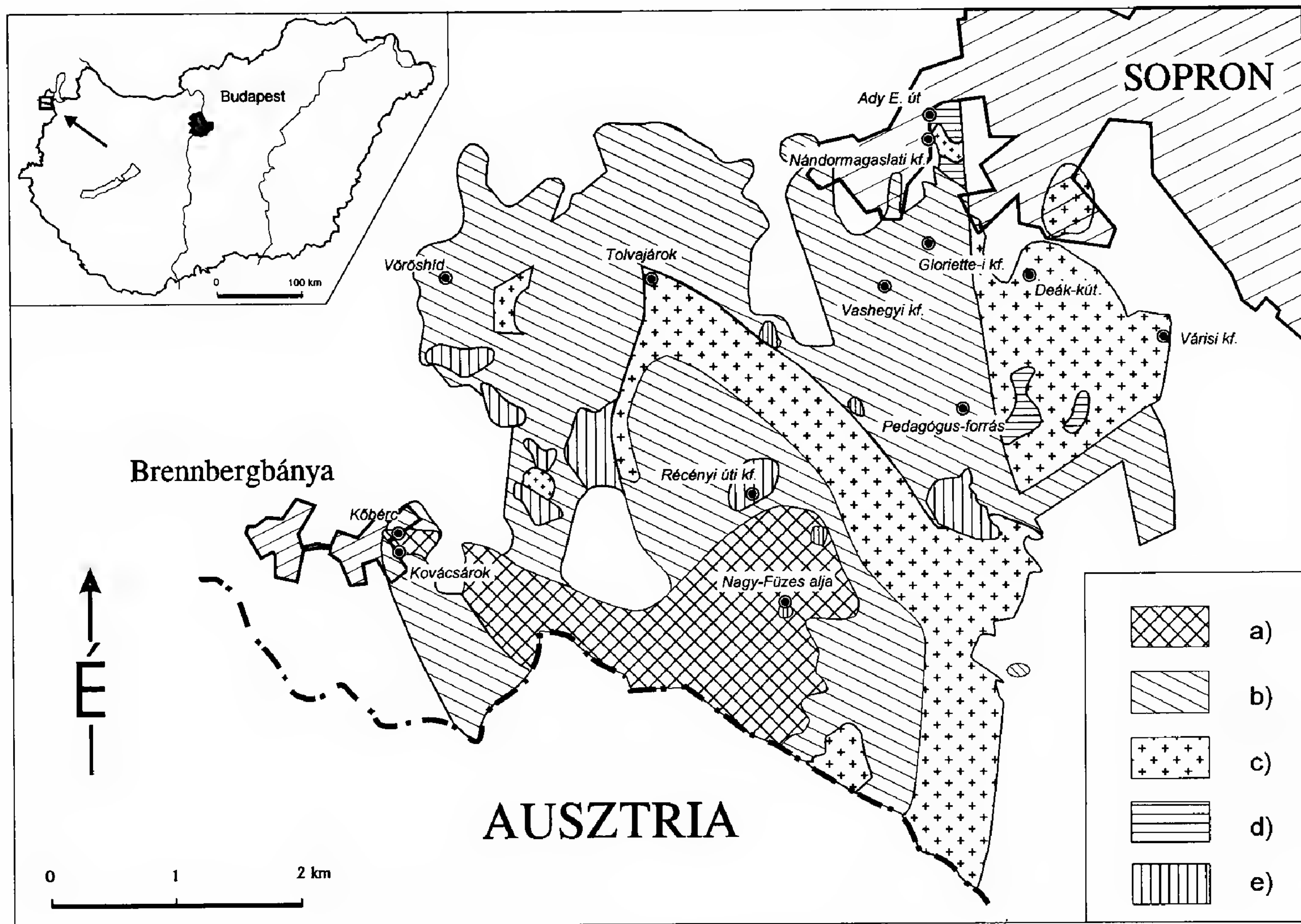
ahol *kond(Eu)* stb. a kondrit Eu, Sm, Gd értékei.

Földtani viszonyok

A Soproni-hegység földtani térképvázlatát FÜLÖP (1990) nyomán az *1. ábra* mutatja be. A Soproni-hegység metamorf képződményei a Keleti-Alpok Alsó Ausztroalpi takarórendszerének Semmeringi Egységébe (az ún. Grobgneiss sorozatba) tartoznak. A terület földtani viszonyainak korábbi tanulmányokon alapuló összefoglalásait lásd FÜLÖP (1990), KOVÁCS et al. (nyomdában). A hegység metamorfitjaira vonatkozó nézetek fejlődését FÜLÖP (1990) részletesen ismertette. A metamorf összlet Keleti-Alpokkal korrelált fejlődéstörténetét LELKES-FELVÁRI & SASSI (1981), valamint LELKES-FELVÁRI et al. (1984, 1986) körvonalazták. E szerint a területen kimutatható első, közepes termikus gradiensű (disztténes) amfibolit fáciesű, feltehetően prehercini korú regionális metamorfózist nagy (>34 °C km^{-1}) termikus gradiensű, változó hőmérsékletű, de uralkodóan amfibolit fáciesű hercini metamorf esemény követte. A nagykiterjedésű ortogneisz anyagát szolgáltató savanyú magmatizmus (gránitos plutoni és riolitos vulkáni tevékenység) kora bizonytalan: ó- vagy újpaleozos. Az alpi ciklusban e képződményeket közepes (<34 °C km^{-1}) termikus gradiensű, uralkodóan zöld-

1. ábra. → A Soproni-hegység földtani térképe FÜLÖP (1990) nyomán. Jelek: a) Óbrennbergi Csillámpala Tagozat; b) Vöröshídi Csillámpala Tagozat; c) gneisz; d) leukofillit; e) kvarcit

Fig. 1 Geological map of the Sopron Hills after FÜLÖP (1990). a) Brennberg Mica schist Member. b) Vöröshíd Mica schist Member. c) Gneiss. d) Leucophyllite. e) Kyanite quartzite


Budapest
0
100 km
SOPRON
Ady E. út
Nándormagaslati kf.
Gloriette-i kf.
Deák-kút
Vashegyi kf.
Várisi kf.
Vöröshíd
Tolvajárok
Pedagógus-forrás
Récényi úti kf.
Brennbergbánya
Kőbérc
Kovácsárok
Nagy-Füzes alja
É
AUSZTRIA
0
1
2 km
a)
b)
c)
d)
e)

lószínűséggel ehhez az eseményhez kapcsolódott a leuchtenbergit-tartalmú kőzetek (leukofillitek és disztének varcitok) LELKES-FELVÁRI et al. (1984) szerint mállott savanyú vulkáni és vulkáni-törmelékes kőzetek izokémikus metamorfózisával, KISHÁZI & IVANCSICS (1987), valamint DEMÉNY el al. (1996, 1997) Mg-metaszomatózissal magyarázott keletkezése is. Az előbbiekben vázolt polimetamorf fejlődési modellel szemben KISHÁZI & IVANCSICS (1987, 1989) prekambriumi(?)- ópaleozoos üledékek kaledoni(?) és variszkuszi progresszív (nagy termikus gradiensű, andaluzitos) metamorfózisával és több szakaszos alpi retrográd metamorfózissal jellemzett modellt állítottak fel. Újabban TÖRÖK (1996, 1998) az ortogneisz összletben nagy nyomású és kis hőmérsékletű (kékpala fáciesű) alpi eseményt mutatott ki. A közeli és földtanilag rokon fertőrákosi csillámpala összlet felépítését KÓSA & FAZEKAS (1981), U-Th-RFF-ércesedését VINCZE et al. (1996) ismertette.

A vizsgált minták metamorf kőzettani jellemzése

Az *1. ábrán* feltüntetett mintavételi helyekről származó kőzetminták jegyzékét a lelőhely, a litosztratigráfiai egység és a meghatározott kőzettípus feltüntetésével a *II. táblázat* tartalmazza. E minták kőzetalkotó és metamorf indikátor járulékos ásványait a *III. táblázat*ban soroltuk fel.

A csillámpalák első csoportja (DE–10, –11 jelű minták) a variszkuszi nagy termikus gradiensű, nagy hőmérsékletű amfibolit fáciesű metamorfózis ásványegyüttesét őrizték meg, ezért a vizsgált minták közül a legnagyobb hőmérsékletet képviselik. A változó sillimanit/andaluzit arány alapján a DE–10 minta hőmérséklete kissé nagyobb lehetett, mint a DE–11 számú minta hőmérséklete. Jelentős retrográd hatás nem érte a mintákat. Mindkét minta tartalmaz szintén amfibolit fáciesű, de sztaurolit+gránát+muszkovit+plagioklász+kvarc anyagú csillámpala részeket, amelyek feltehetően a variszkuszi kisnyomású metamorfózist megelőző, közepes termikus gradiensű prevariszkuszi vagy idős variszkuszi metamorf esemény reliktumai.

A csillámpalák második csoportjában (AP–K, DE-8, APVh, I–2, és –4) a prealpi ásványegyüttesek nem őrződtek meg. Az alpi retrográd metamorfózis a gránát, disztén, sztaurolit és kloritoid alapján uralkodóan közepes termikus gradiensű volt. Hőmérséklete általában a gránát izográdot meghaladta (viszonylag apró, idio-, hipidioblasztos gránát szemcsék). Jellemző a csökkenő hőmérsékletet tükröző, nem egyensúlyi jellegű ásványegyüttesek sorozatának megőrződése az egyes kőzetekben. Így például a DE–8 jelű mintában a DE–10, –11 mintáktól lényegesen különböző mikrostruktúrájú, alpi sztaurolit(?)-gránát-muszkovit--biotit-plagioklász-kvarc együttes klorit-kloritoid-muszkovit(szericit)-kvarc együttessé alakult át (sztaurolit→szericit+kloritoid, biotit→klorit+opak, plagioklász→szericit+kloritoid), a domináns ásványegyüttes a zöldpala fáciesű, kloritoid-muszkovit-kvarc. Az APVh és az I–2 mintákban az előzőnél jobban megőrződött az alpi felülbélyegzés kezdeti ásványegyüttese: a gránát-biotit-paragonit-muszkovit-kvarc. (A sztaurolit hiánya miatt ennek hőmérséklete

valamivel kisebb lehetett, mint a DE–8 minta első kimutatható ásványegyüttesséé. Itt a szericit+kloritoid együttes nem észlelhető, csupán a biotit kloritosodása, valamint az I–2 mintában a plagioklász szericitesedése jelzi a retrogresszió befejező (kishőmérsékletű zöldpala fáciesű) szakaszát, amely különösen intenzív volt az I–4 jelű mintában.

A gneisz változatok jellemzése a *II. táblázat*ban olvasható. Az uralkodó kvarc-plagioklász-K-földpát-muszkovit-biotit(gránát) ásványegyüttes mellett egyes mintákban (pl. I–1) a zöldpala fácies kisebb hőmérsékletű zónáját jelző szericit-klorit-kvarc-albit együttes is jelentős kifejlődésű.

A DE–18, –22, –23 minták csillámpala és gneisz *milonitosodásá*val, és a milonitosodást kísérő átkristályosodással (*blasztomilonit*) keletkeztek. A vizsgált *leukofillit* minták közül a D—20 és—25 jelű mintáknál szintén észlelhetőek a retrográd átkristályosodást megelőző milonitosodás nyomai.

Monacit és rabdofán az egyes kőzetfajtákban

A vizsgált minták járulékos ásványainak minőségi és gyakorisági viszonyait a *IV. táblázat* tartalmazza. A monacit mennyiségének becslése céljából mintánként egy-egy csiszolatban megszámoltuk a 10 μm-nél nagyobb monacit szemcséket. Ezek hozzávetőleges számát, továbbá az elemzések számát, átlagát, szórását (legalább 3 elemzés esetén) csoportonként, illetve a kiugró összetételűeket az *V/a–f táblázat*ok tartalmazzák, a 16 oxigénre számolt ionszámokkal és az Eu/Eu* értékekkel együtt. Az esetleges összetételbeli különbségek kimutatása végett lehetőleg mind nagy, mind kis szemcséket elemeztünk. Az egyes mérési pontokat kőzetfajtánként elkülönítve az Y/ΣRFF (ionszámok hányadosa) *vs.* Eu/Eu* síkban ábrázoltuk a *3/a–c* ill. *4/a–c ábrá*kon.

Csillámpalák

A monacit a Brennbergbánya környéki (Kovácsárok, Kőbérc-Oromvég) mintákban gyakori, ezzel szemben a Sopron környéki palákban nem (Pedagógus-f.) vagy alig (Gloriette-i kf.) fordul elő; a Vöröshídi-kf. palája az előbbiekhez áll közelebb. Elemzésük az *V/a* ill. *V/b táblázat*ban látható.

Andaluzitos, sillimanitos muszkovit-biotitpalák: A DE–10 mintában biotitban több szép, saját alakú monacitot (*I. tábla A*), valamint alaktalan, néha korrodált szemcséket találtunk. A RFF-lefutásuk egyenletes (*2/a ábra*), Y-tartalmuk viszonylag nagy, szórása kicsi; Eu-anomáliájuk mérsékelten negatív (*3/a ábra*). A (nagyobb sillimanit tartalmú) DE–11 -ben a monacit Y-tartalma kisebb és széles határok közt változik (Y_2O_3 = 0,14–1%), a Gd és nehezebb RFF-ek vele együtt mozognak, a kondritra normált RFF-lefutás meredekebb. Egy apatit kisméretű zárványa a DE–10 mintában lényegesen eltérő összetételű: az Y/ΣRFF ionszám-hányados nagy, az Eu/Eu* kicsi, ThO_2=0; (a nagy CaO-tartalom viszont a kis szemcseméret hatása). A Th hiánya elkülöníti a gneiszben és leukofillitben talált hasonló zárványoktól.

A Soproni-hegység vizsgált metamorf kőzetmintáinak jegyzéke

List of investigated rock samples

II. táblázat – Table II

minta	lelőhely	kőzettípus	litosztratigráfiai egység (FÜLÖP, 1990 nyomán)
DE-10	Kovácsárok Ny-i oldala	andaluzitos, sillimanitos, muszkovitos biotitpala gránátos muszkovit-biotitpala reliktummal (polimetamorf kőzet)	Soproni Csillámpala Formáció Óbrennbergi Csillámpala Tagozat
DE-11	Kovácsárok Ny-i oldala	sillimanitos, andaluzitos muszkovit-biotitpala sztaurolitos muszkovit-biotitpala reliktummal (polimetamorf kőzet)	
AP-K	Kőbérc-oromvégi kőfejtő	kloritos kloritoid-muszkovitpala (retrográd metamorf kőzet, amely a jól megörződött relik-tum fázisok, struktúrák alapján sztaurolitos, gránátos muszkovit-biotitpalából képződött)	
DE-8	Kőbérc-oromvégi kőfejtő	kloritos kloritoid-muszkovitpala (retrográd metamorf kőzet, amely a jól megörződött relik-tum fázisok, struktúrák alapján sztaurolitos, gránátos muszkovit-biotitpalából képződött)	
APVh	Vöröshíd	gránátos, paragonitos biotit-muszkovitpala (a biotit retrográd metamorf kloritosodásával)	Soproni Csillámpala Formáció Vöröshídi Csillámpala Tagozat
I-2	Gloriette-i kőfejtő	gránátos biotit-muszkovitpala zöldpala fácies klorit zónájú (klorit-szericites) retrográd metamorf felülbélyegzéssel, milonitosodás kezdeti nyomaival	
I-4	Pedagógus-forrás	gránátos biotit-muszkovitpala a biotit retrográd metamorf kloritosodásával	
DE-13	Várisi kőfejtő	ortogneisz: gránátos, biotitos muszkovit-mikroklin-plagioklászgneisz	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat Várisi gneisz
I-1	Gloriette kőfejtő	injekciós ortogneisz: gránátos, biotitos muszkovit-mikroklin-plagioklászgneisz, zöldpala fácies klorit-zónás (klorit, szericit, kvarc, albit ?) retrográd metamorf felülbélyegzéssel	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat Gloriettei gneisz
I-3	Deákkúti kőfejtő	aprószemű muszkovitgneisz: mikroklin-plagioklász-muszkovitgneisz	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat Deákkúti gneisz
DE-2	Nándor-magaslati kőfejtő	ortogneisz: gránátos, biotitos muszkovit-mikroklin-plagioklászgneisz, igen gyenge klorit zónás retrográd felülbélyegzéssel	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat

DE-17	Vas-hegy	középszemű muszkovitgneisz: mikroklin-plagioklász-muszkovitgneisz	
DE-18	Vas-hegy	csillámpala (biotitos muszkovitpala) eredetű milonit, a milonitosodást követő átkristályosodással (blasztomilonit: muszkovit-flogopit-pala)	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat
DE-22	Tolvajárok	muszkovit-plagioklász gneisz eredetű milonit, a milonitosodást követő átkristályosodással (blasztomilonit: kvarc, albit, muszkovit (II) opak anyagú mátrixszal a kvarc, muszkovit (I) és plagioklász klasztok körül)	
DE-23	Tolvajárok	Csillámpala (biotitos muszkovitpala) eredetű milonit, a milonitosodást követő átkristályosodással (blasztomilonit: muszkovit-flogopit-pala)	
DE-1	Nándor-magaslat	leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitfillit)	
DE-4	Sopron Ady Endre u.	leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitfillit)	
DE-19	Vas-hegy	leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitfillit)	
DE-20	Vas-hegy	csillámpala milonitosodásával és a milonitosodást követő átkristályosodással képződött (blasztomilonit jellegű) "leukofillit": leuchtenbergit-muszkovitfillit	
DE-25	Tolvajárok	csillámpala milonitosodásával és a milonitosodást követő átkristályosodással képződött (blasztomilonit jellegű) "leukofillit": leuchtenbergit-muszkovitfillit	
DE-6	Kőbérc-oromvég	disztténkvarcit	Soproni Csillámpala Formáció Óbrennbergi Csillámpala Tagozat
DE-7	Kőbérc-oromvég	disztténkvarcit	
I-5	Nagy-Füzes alja	disztténkvarcit	
DE-12	Récényi út	disztténkvarcit	

A vizsgált minták kőzetalkotó és metamorf indikátor ásványai (Fénymikroszkópos, elektronmikroszondás és röntgendiffraktométeres elemzések alapján

Rock forming and metamorphic indicator minerals (based on optical, electron microprobe and X-ray diffractometric investigations).

III. táblázat – Table III

minta	Qtz	Pl	Kfs	Ms	Prg	Bt	And	Ky	Sil	St	Grt	Chl [Ltb]	Cld
DE-10	+	+	+	+		+	+		+		+		
DE-11	+	+	+	+		+	+		+	+			
AP-K	+			+		+					+	+	+
DE-8	+			+	+	+				+	+	+	+
APVh	+			+	+	+					+	+	
I-2	+	+		+		+					+	+	
I-4	+			+		+					+	+	
DE-13	+	+	+	+		+					+		
I-1	+	+	+	+		+					+	+	
I-3	+	+	+	+									
DE-2	+	+	+	+		+					+	+	
DE-17	+	+	+	+									
DE-18	+			+		+*							
DE-22	+	+		+									
DE-23	+			+		+*							
DE-1	+			+								[+]	
DE-4	+			+				+				[+]	
DE-19	+			+								[+]	
DE-20	+			+								[+]	
DE-25	+			+								[+]	
DE-6	+		+	+		+		+				[+]	
DE-7	+		+	+				+				[+]	
I-5	+		+	+				+				[+]	
DE-12	+			+				+				[+]	

Az ásványnevek rövidítései nagyrészt KRETZ (1983) nyomán: Qtz-kvarc; Pl-plagioklász; Kfs-káliföldpát; Ms-muszkovit (fengit is); Prg-paragonit; Bt-biotit; And-andaluzit; Ky-disztén (kianit); Sil-sillimanit; St-sztaurolit; Grt-gránát; Chl-klorit; Ltb-leuchtenbergit; Cld-kloritoid

* flogopit

*Mineral name abbreviations mainly after KRETZ (1983). * phlogopite.*

A járulékos ásványok minőségi és gyakorisági viszonyai (elektronmikroszondás elemzések alapján)

Quality and abundance of accessory minerals (based on EMPA)

IV. táblázat – Table IV

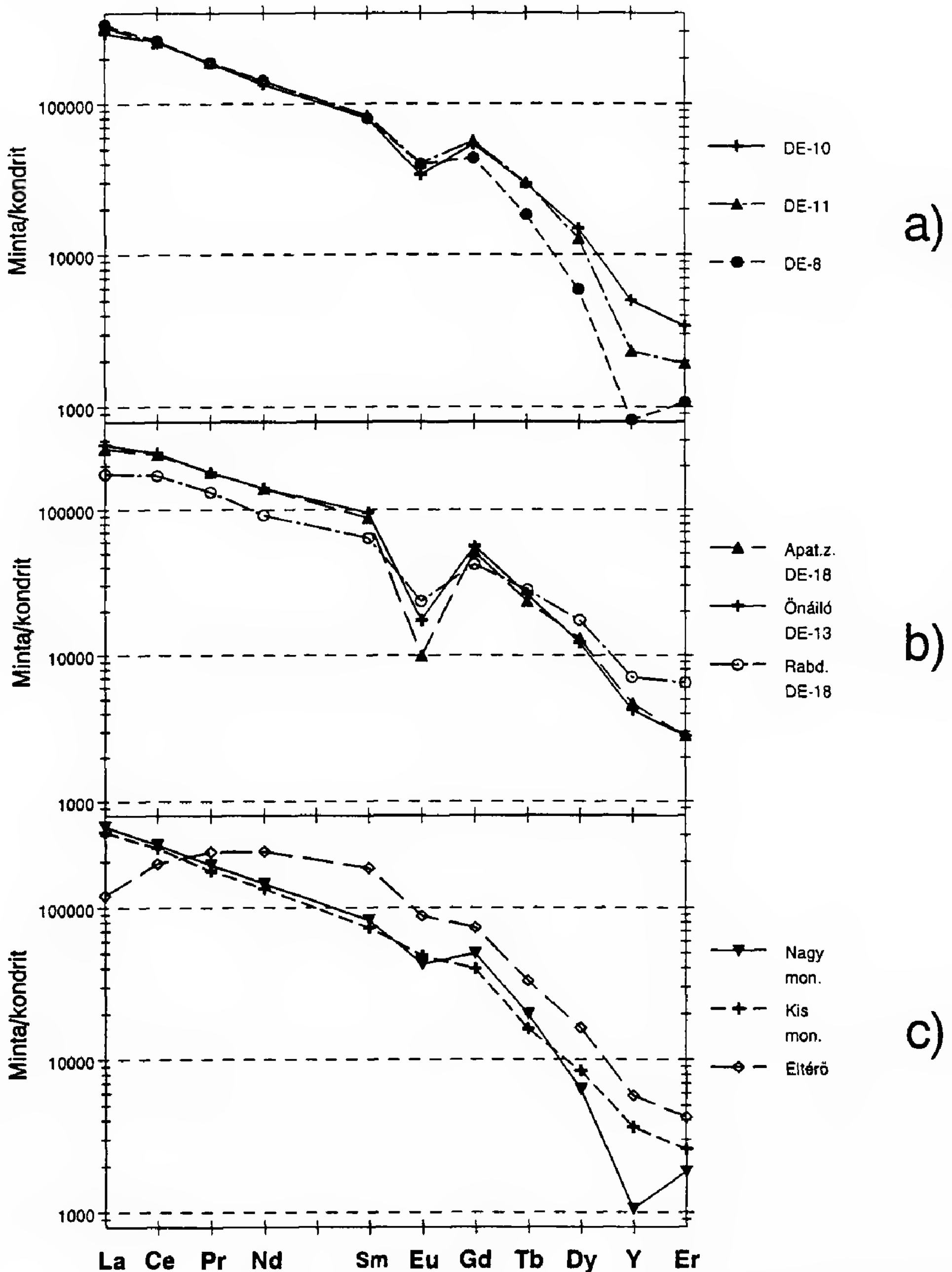
minta	Mnz	Rh	Flr	Xen	All	Che	Zrn	Ap [Cl]{RFFz}	Rt	Ilm	Hem	egyéb ásvány, megjegyzések
DE-10	xx			x			xx	xx {1}	x	x	x	
DE-11	xx			x			xx		x	x	x	
AP-K	xx	x			1	x	xx	x		x	x	
DE-8	xx			x			x			x	x	
APVh	xx					1	x	x	x	xx	x	(1)
I-2	x	x		x			x	x		x	x	(1,2)
I-4		x					x	x		xx		
DE-13	x	x			1		x	x {x}	x		x	(3)
I-1	x	x		x			x	x [x]		x	x	(2)
I-3	1	x			x	x	x	x {x}	x	x	x	(4)
DE-2	x	x		x	1	x	x	x {x}	x	x	x	
DE-17	x	x		x	x		xx	x {x}	x			(5,6)
DE-18	x	x		x	1	1	xx	xx {x}				(5)
DE-22	1	x			1		x	x	x		x	(6)
DE-23	x			x	1	x	x	x {x}		x	x	(7)
DE-1	x						x	x				
DE-4	x		xx	xx			x	xx	x		x	
DE-19	xx			x			x	x {x}	x			
DE-20			x	x		1	x	x	x			
DE-25	x			x		x	x	x	x			
DE-6	xx			xx			x	x [x]	x			(8)
DE-7	xx		x	xx			x	x [x]	x			(9)
I-5	x			xx			x		xx			
DE-12	x		x	1			xx		xx			

Mennyiségi viszonyok: xx-gyakori; x-ritka; 1-a csiszolatban 1 szemcse található. Az apatitnál a Cl^--tartalmú változatot [Cl], valamint a ritkaföldfém-tartalmú monacit vagy xenotim zárványokat tartalmazó változatot is elkülönítettük

Az ásványnevek rövidítései nagyrészt KRETZ (1983) nyomán: Mnz-monacit; Rh-rabdofán; Flr-florencit; Xen-xenotim; All-allanit; Che-cheralit; Zrn-cirkon; Rt-rutil, Ilm-ilmenit; Hem-hematit; Ap-apatit

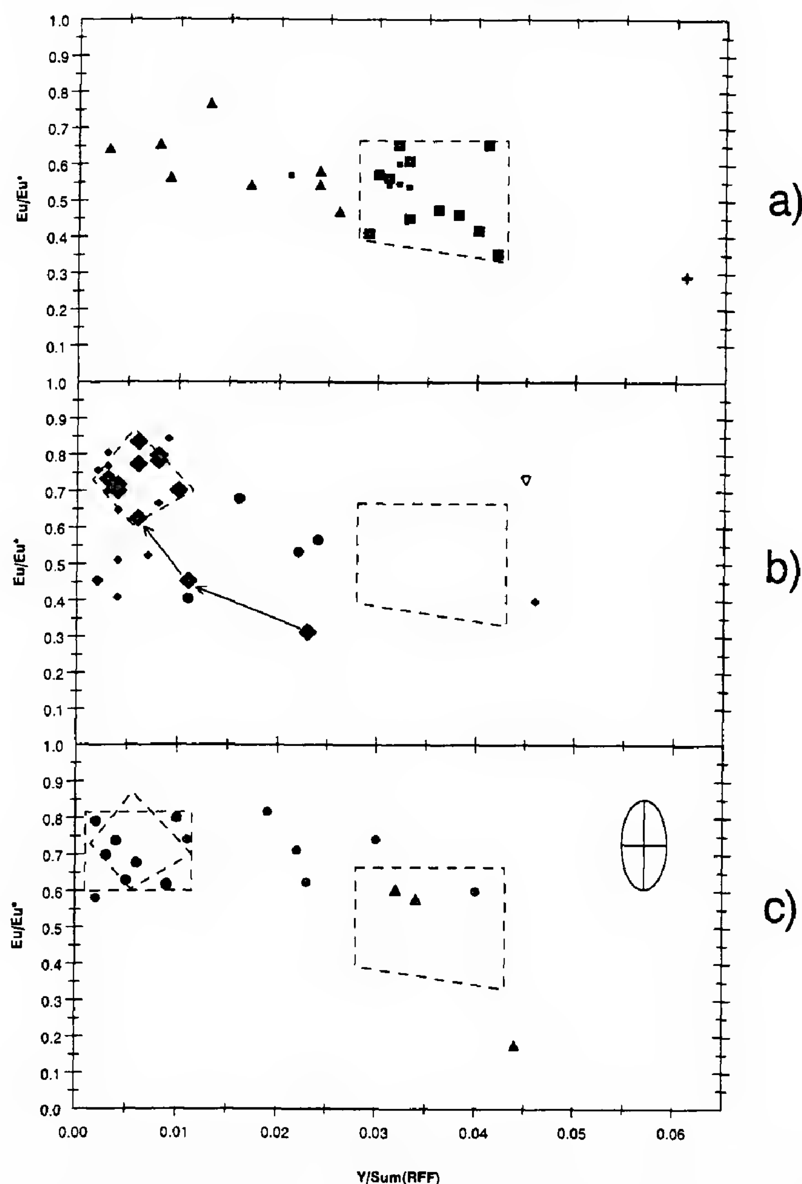
Megjegyzések: (1) a gránátban monacit zárványok; (2) kéntartalmú rabdofán; (3) pirit; (4) epidot; (5) monacit csak apatitban, zárványként; (6) titanit; (7) jarozit és uranotorit; (8) turmalin; (9) a xenotim zónás

Abundance: xx-abundant, x-rare. 1-one grain in the section. At apatite: [Cl]-Cl-apatite, {RFFz}-contains Mnz or Xen inclusions. Mineral name abbreviations mainly after KRETZ (1983). Notes: (1) cheralite grown on Mnz; (2) Mnz inclusions in Grt;



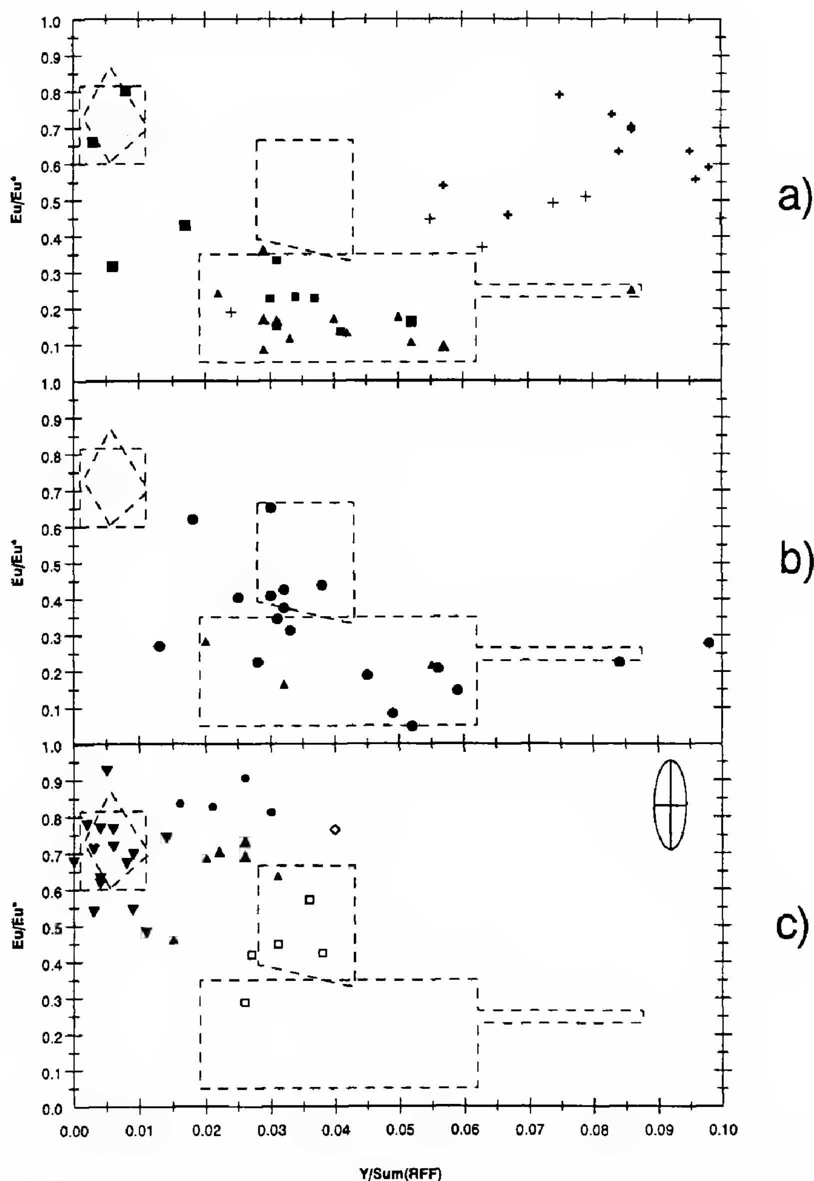
2. ábra. Monacit és rabdofán RFF-tartalmának kondritra normált lefutása. (Az egyes csoportok átlaga, egy kivétellel.) A jelmagyarázat az ábra mellett látható. a) Csillámpalák b) Gneiszek c) Kvarcitok: szürke kvarcitban nagy és kis szemcsék és az eltérő DE–7/a elemzés

Fig. 2 Chondrite normalised REE patterns of monazites and rhabdophanes (averages with one exception). a) Mnz in mica schists. b) Gneisses: ▲ = Mnz inclusions in Ap. + = free Mnz grains. O = Rhabdophanes. c) Mnz in quartzites: ▼= big size grains. + = small size grains. ◊ = Outlier (sample DE–7, anal. a)



3. ábra. Monacit Eu-anomáliája az Y/RFF ionszám-hányados függvényében a csillámpalákban. a) Andaluzit-sillimanit palák. ■: DE–10, önálló szemcsék. +: DE–10, apatit zárványa. ▲:DE–11. b) Kloritoid-muszkovit palák. ✦: DE–8. ●: AP-K. ∇: rabdofán az AP-K mintában. A nyilak egy zónás szemcse magjától a pereme felé mutatnak. c) Klorit-muszkovit palák: ●: APVh. ▲: I–2. - Mindhárom ábrán a szürke jelek gránát zárványait, az egytípusú nagy és kis jelek nagy ill. kis szemcséket jelölnek. A négyszögek a nagy önálló szemcséket tartalmazzák. Az ellipszis féltengelyei a mérési hibát jelzik

Fig. 3 Eu-anomaly vs. Y/RFF of monazites in mica schists. a) And-Sil schists. ■: DE–10, free grains. +: DE-10, incl. in Ap. ▲: DE–11. b) Cld-Ms scists. ✦: DE–8. ●: AP-K. ∇: rhabdophane in AP-K. Arrows direct from core towards rim of a zoned grain. c) Chl-Ms schists. ●: APVh. ▲: I–2. The grey symbols indicate inclusions in Grt. Big and small size symbols indicate big and small size grains, resp. Dashed quadrangles include big size grains. The semi-axes of the ellipse are equal with the analytical errors



4. *ábra.* Monacit és rabdofán Eu-anomáliája az Y/ΣRFF ionszám-hányados függvényében. a) Gneiszek. ■: Monacit, + (vastag): rabdofán flogopitmentes gneiszben. ▲: Monacit, + (vékony): rabdofán flogopittartalmú gneiszben. A kis jelek apatit zárványai, a nagyok önálló monacit szemcsék. A sokszög az apatit zárványait veszi körbe valamennyi mintában. b) Leukofillitek. ●: önálló monacit, ▲: apatit zárványa. c) Kvarcitok ▼: DE–6 és DE–7, nagy monacit ●: DE–6, kis szemcsék. ◊: DE–7, monacit florencithalmaz belsejében. ▲: I–5 (nagy ill. kis szemcsék). ❑: DE–12 minta

Fig. 4 Eu-anomaly vs. Y/ΣRFF of monazites and rhabdophanes. a) Gneisses ■: Mnz, + *(thick): rhabdophane in gneisses without Phl.* . ▲: Mnz, + *(thin) rhabdophane in gneisses with Phl. The small size symbols indicate inclusions in Ap, the big symbols mean free grains. The dashed polygon includes inclusions in apatite in all of the samples. b) Leucophyllites.* ●: *free Mnz,* ▲: *inclusions in Ap. c) Quartzites.* ▼: DE–6 *and* DE–7, *big Mnz grains,* ●: *DE–6, small grains.* ◊: DE–7, *Mnz among florencite grains.* ▲: I–5. ❑: *DE–12*

Kloritoid-muszkovitpalák: A DE–8 mintában viszonylag gyakoriak a nagy (0,1 mm-t meghaladó), részben idioblasztos, részben korrodált szemcsék (*I. tábla B*). A legtöbb monacitban az Y-tartalom és az egyes RFF-ek szórása kicsi, de két elemzés különböző. Egy kisebb (10x40mm-es) szemcse Y-dús; az egyik nagy szemcse középen ugyancsak Y-gazdag. Ugyanitt az Eu/Eu* viszonylag alacsony. A zónás nagy szemcse széle felé az Y-tartalom csökken, az Eu/Eu* nő. Néhány kis monacit szemcse gránátban található, összetételük nem különbözik a többiétől. Az AP-K mintában a monacit kevésbé gyakori, viszonylag kis méretű. A szemcsék részben elbomlottak *rabdofánná* (*II. tábla A*), és önálló rabdofán is előfordul.

Klorit-muszkovitpalák: A *vöröshídi* csillámpalában (APVh) jól elkülönül két monacit generáció: nagy, önálló szemcsék, illetve apró <10μm) zárványok gránát *külső* zónájában (*I. tábla C–D*). A kőzetben u.i. több olyan gránát szemcsét találtunk, amelynek továbbnövekedéssel kialakult, élesen eltérő összetételű szegélye van. A középtől kifelé egyenletesen növekvő Fe-tartalom itt hirtelen lecsökken, a Ca és Mn felugrik, majd újra a Fe nő a Ca és Mn rovására. A kis Mg-tartalom a Fe-vel együtt változik. Monacitzárványok csak a külső zónában vannak. Y-tartalmuk nagyobb, Th-tartalmuk kisebb, mindkét elem szórása nagyobb, mint az önálló szemcséké.

A *Gloriette*-i I–2 minta 3 kis monacit szemcséje közül kettő gránát, az egyikük ezen belül xenotim zárványa; ezek közel egyforma összetételűek és minden szempontból a DE-10 minta nagy monacitjai közé esnek. A harmadik szemcse Y- és egyéb RFF-tartalom szempontjából valamelyest különbözik a gránátokban találtaktól, Eu/Eu* -értéke határozottan kisebb a palákban előforduló monacitok többségénél. A xenotimban lévő monacitra GRATZ & HEINRICH (1997) geotermobarométerével, P=2 kbar-t feltételezve 710 °C, 9 kbarral számolva 540 °C képződési hőmérsékletet kaptunk.

A csillámpalákban az önálló monacitszemcsék ThO_2 tartalma 2–10% közt változik, a CaO pedig ezzel párhuzamosan, közelítőleg az (1) egyenletnek megfelelő helyettesítés szerint, ld. *5/a. ábra.* A zárványok Th-tartalma többnyire kisebb.

Gneiszek

A vizsgált gneisz minták Sopron környékiek. Ezekben a csillámpalákhoz hasonlóan kevés, kisméretű monacit szemcsét találtunk. Nagyrészük apatit zárványaként jelenik meg (*II. tábla C, D*), méretük ritkán éri el a 10 μm-t (a darabszámuk ezért hiányzik a táblázatból). Szinte mindegyik mintában van *rabdofán* (*II. tábla B, C*). A flogopittartalmú gneiszekben a monacit gyakoribb, ami az elemzések számában is tükröződik. Ez különösen az azonos lelőhelyen (Vashegy, Tolvajárok), egymástól néhány cm-re vett minták esetén meglepő. A monacit elemzéseket az *V/c táblázat*ban, a rabdofánt az *V/d*-ben tüntettük fel.

Az **apatitba zárt** monacit szemcsék a kőzetfejlődés korábbi szakaszában keletkezhettek, mint az önállóak. Eu-anomáliájuk negatívabb (Eu/Eu* értékük kisebb), mint a palákban levőké (0,4-nél kisebb; a palákban >0,35), vö. a *2/a* és *2/b ábrát.* Y-tartalmuk (ill. Y/RFF értékük) szélesebb tartományban változik és

általában nagyobb, mint a palák monacitjai. Az **önálló monacit** szemcsék nagyobb részére is jellemző a nagy negatív Eu-anomália (10 közül 7 esik 0,4 alá). Y-tartalmuk hasonló, esetenként kisebb az apatitbeliekénél. A ThO_2-tartalmuk többnyire 5 és 9% közé esik; az önálló szemcsék Ca-tartalma közelítőleg ezzel egyenértékű az (1) helyettesítés szerint, míg az apatit zárványaiban rendszerint többet mértünk a kis méret miatt, ld. *5/a ábra*.

A nándormagaslati gneiszben (DE–2) mindkét önálló monacitszemcse Eu-anomáliáját tekintve a pala-beli monacitok közé esik, Th-tartalmuk feltűnően kicsi. A Gloriette-i injekciós gneisz (I–1) egyik monacitszemcséje (b. oszlop) ugyancsak a palák közé esik. Érdekes ugyanakkor, hogy a gloriettei palában mért önálló monacit viszont a gneiszbeliekéhez hasonlít.

A **rabdofán** szemcsék összetétele változatos. Találunk köztük Th-dús, a cheralit összetételét közelítő szemcséket (DE–22) és Y-dúsakat (I–3) is. Esetenként igen alacsony oxidösszegük a kis szemcseméret következménye lehet. Ca-tartalmuk a legtöbb esetben határozottan magasabb annál, ami a Th+U beépüléskor a töltéskiegyenlítéshez szükséges (*5/b ábra*), ugyanakkor nem származhat a környezetből, mint az apatitba zárt kis monacit esetében. Gyakran találhatók üregekben, esetleg apatit mellett (*2. tábla*). Kondritra normált RFF-lefutásuk általában a monacitokénál laposabb (*2/b ábra*), negatív Eu-anomáliájuk kisebb (Eu/Eu* értékük nagyobb). Többségük RFF-tartalmú ásványok mállása, esetenként azt követő vizes oldatban való transzportja után képződhetett, de a DE-18-ban a monacitokhoz nagyon hasonló összetételű szemcse (b. oszlop) egy önálló monacit helyszíni bomlásterméke lehet.

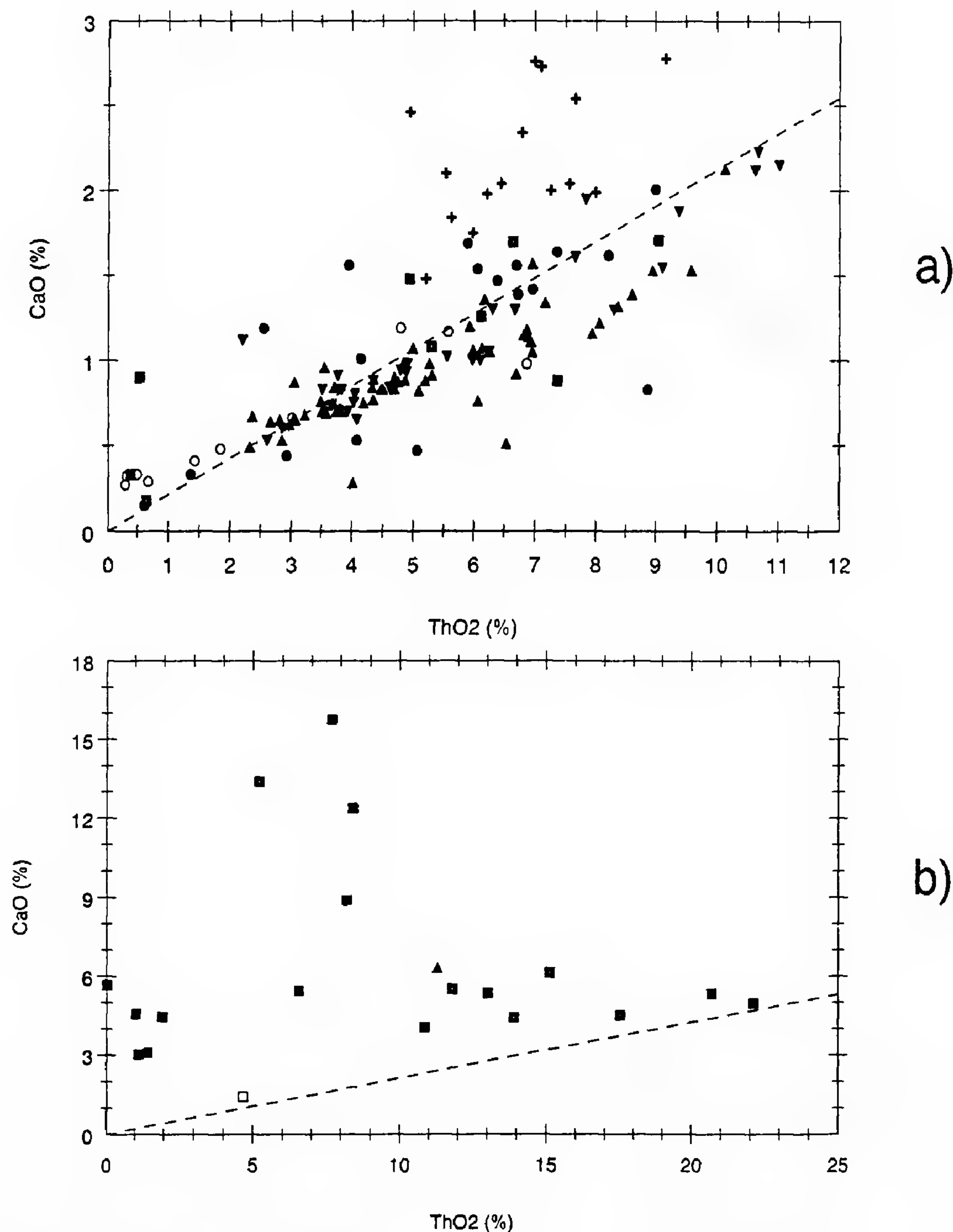
Diszténkvarcitok

A Brennbergbánya-környéki kvarcitokban – a palákhoz hasonlóan – a monacit gyakori, a Sopron-környékiekben ritka: *V/e táblázat*.

Brennbergbányai szürke kvarcitok: Mindkét vizsgált minta (DE–6 és –7) sok 10–100 µm közti méretű monacitot tartalmaz (*III. tábla A*). Összetételük hasonlít az ugyanott gyűjtött DE–8 jelű palában levőkéhez. Ezen kívül a DE–6 jelű mintában néhány halmaz 10µm-nél kisebb szemcséből áll (*III. tábla B*), amelyek összetétele és kondritra normált RFF-lefutása eltér a nagyobbakétól (*2/c. ábra*), negatív Eu-anomáliájuk jóformán eltűnik. A DE–7 jelű mintában egy nagy florencithalmaz belsejében levő kis monacit-szemcsék összetétele feltűnően eltér a nagyokétól (a. oszlop). A kisméretű, a nagyobbakétól eltérő összetételű monacit mindkét mintában másodlagos lehet és az illető kőzetben képződhetett.

Sopron környéki kvarcitok: Az I–5 jelű szürke és a DE–12 jelű fehér kvarcitban a monacit kevés. Összetételük hasonlít egymáshoz és a LaNd tartományban a DE–6 minta kis monacitjához. Eu-anomáliájuk azonban eltérő: a fehér kvarcitban határozottan negatívabb (*2/c ábra*).

A kvarcitokban a monacit ThO_2 tartama 2–11% közt változik, a CaO itt is nagyjából az (1) helyettesítésnek megfelelően követi. Mind a DE–7, mind a DE–12 jelű mintában néhány monacithoz florencit tapad (*III. tábla* C), e mona-



5. ábra. A CaO változása a ThO_2 függvényében. a) Monacit. b) Rabdofán. *Jelek:* Önálló szemcsék: ▲: csillámpala, ■: gneisz, ▼: kvarcit, ●: leukofillit. Zárványok: O: gránát zárványai (csak csillámpalában), +: apatit zárványai. □: eltérő összetételű rabdofán a DE–18 mintában. A szaggatott vonal a Th-mal egyenértékű Ca-ot jelzi az (1) reakció szerint

Fig. 5 CaO vs. ThO_2. a) Monazite. b) Rhabdophane. Symbols: Free grains: ▲: mica schist, ■: gneiss, ▼: *quartzite,* ●: *leucophyllite. Inclusions:* O: in Grt (in mica schists only), +: *in Ap.* □: *outlier rhabdophane in DE–18. Dashed line indicates Ca equivalent with Th according to reaction (1)*

Monacit összetétele brennbergbányai csillámpalákban

Monazite compositions in mica schists from Brennbergbánya.

V/a. táblázat – Table V/a

Minta	DE-10			DE-11		DE-8				AP-K		
Sz.sz.	>100			60		110				15		
	Átl	Sz	Ap z.	Átl.	Sz	Átl	Sz	a)	b)	Átl.	Sz	Rabd.
Elemzés	16		1	8		21		1	1	4		1
Y_2O_3	1,44	0,20	1,30	0,67	0,35	0,23	0,12	1,00	1,86	0,77	0,23	1,55
La_2O_3	12,66	1,11	5,18	13,98	0,65	14,51	0,60	14,91	11,92	13,05	0,79	9,30
Ce_2O_3	29,10	1,38	13,35	28,61	1,24	29,41	0,94	28,13	25,46	27,98	1,73	22,56
Pr_2O_3	2,99	0,19	1,67	3,02	0,11	3,02	0,18	3,00	2,73	2,82	0,23	2,35
Nd_2O_3	11,18	0,53	5,97	11,77	0,41	11,86	0,36	11,27	10,96	11,32	0,80	9,07
Sm_2O_3	2,15	0,13	1,28	2,25	0,11	2,14	0,18	1,95	2,04	2,14	0,20	1,88
Eu_2O_3	0,34	0,05	0,12	0,41	0,05	0,40	0,09	0,20	0,28	0,35	0,05	0,40
Gd_2O_3	1,89	0,23	1,26	2,00	0,34	1,54	0,16	1,98	2,29	1,89	0,22	1,51
Tb_2O_3	0,16	0,06	0,16	0,20	0,05	0,09	0,06	0,15	0,26	0,17	0,03	0,17
Dy_2O_3	0,60	0,09	0,57	0,56	0,22	0,22	0,06	0,57	0,94	0,48	0,08	0,69
Er_2O_3	0,08	0,04	0,17	0,06	0,01	0,02	0,04	0,06	0,15	0,07	0,03	0,12
CaO	1,01	0,29	29,36	0,96	0,25	0,77	0,23	0,74	1,57	1,11	0,70	6,29
ThO_2	5,41	1,89	0,00	5,33	1,75	4,12	1,55	3,61	6,96	6,93	2,39	11,29
UO_2	0,60	0,18	0,62	0,55	0,21	0,62	0,35	0,55	0,96	0,45	0,24	0,39
SiO_2	0,21	0,14	0,04	0,22	0,12	0,21	0,18	0,03	0,01	0,72	0,39	0,28
P_2O_5	29,60	0,55	38,73	29,70	0,47	29,72	0,88	29,62	30,12	28,97	1,54	26,59
Összeg	99,46	0,75	99,85	100,26	0,93	98,90	1,32	97,73	98,52	99,21	1,48	94,44
Ionszámok 16 oxigénre												
Y	0,121	,017	0,085	0,056	,030	0,020	,010	0,085	0,156	0,065	,019	0,137
La	0,738	,067	0,233	0,812	,038	0,849	,039	0,879	0,693	0,765	,037	0,571
Ce	1,683	,085	0,597	1,648	,072	1,708	,051	1,647	1,470	1,628	,075	1,374
Pr	0,172	,011	0,074	0,173	,007	0,175	,009	0,175	0,157	0,163	,011	0,142
Nd	0,631	,032	0,261	0,661	,024	0,672	,017	0,644	0,617	0,642	,035	0,539
Sm	0,117	,007	0,054	0,122	,006	0,117	,009	0,107	0,111	0,117	,010	0,108
Eu	0,018	,002	0,005	0,022	,003	0,022	,005	0,011	0,015	0,019	,002	0,023
Gd	0,099	,012	0,051	0,104	,018	0,081	,009	0,105	0,120	0,100	,012	0,083
Tb	0,008	,003	0,006	0,010	,003	0,005	,003	0,008	0,013	0,009	,001	0,009
Dy	0,031	,005	0,022	0,028	,011	0,011	,003	0,029	0,048	0,024	,004	0,037
Er	0,004	,002	0,007	0,001	,001	0,001	,002	0,003	0,007	0,001	,002	0,004
Ca	0,171	,049	3,844	0,161	,041	0,131	,039	0,127	0,265	0,191	,126	1,121
Th	0,194	,067	0,000	0,191	,062	0,149	,057	0,131	0,250	0,252	,093	0,427
U	0,021	,006	0,017	0,019	,007	0,022	,012	0,020	0,034	0,016	,009	0,014
Si	0,033	,022	0,005	0,035	,019	0,033	,028	0,005	0,002	0,115	,065	0,047
P	3,959	,037	4,007	3,957	,026	3,989	,050	4,010	4,021	3,897	,104	3,745
Σ	8,002	,026	9,270	8,001	,013	7,983	,022	7,984	7,979	8,005	,049	8,381
Eu/Eu*	0,526	,089	0,290	0,596	,091	0,676	,133	0,313	0,398	0,546	,113	0,729

Sz.sz. = Szemcsék száma a csiszolatban. Átl = átlag Sz = szórás.
Ap.z. = Apatit zárványa. Rabd. = Rabdofán

Elemzés=number of analyses. Sz.sz.=Number of grains in one section. Átl=average, Sz=standard deviation. Ap.z.=inclusion in apatite. Rabd.=rhabdophane

Monacit összetétel Sopron-környéki csillámpalákban

Monazite compositions in mica schists near Sopron

V/b. táblázat – Table V/b

Minta	APVh				I-2	
Sz sz.	Önálló 16		Gránát zárv kb 30		Gr z. 2	Ö 1
Elemzés	Átl. 8	Sz.	Átl 7	Sz.	Átl. 2	1
Y_2O_3	0,26	0,13	0,97	0,57	1,39	1,97
La_2O_3	12,14	0,45	14,10	0,52	12,63	12,92
Ce_2O_3	28,80	0,83	31,97	0,85	28,30	29,57
Pr_2O_3	3,13	0,05	3,27	0,15	2,95	3,05
Nd_2O_3	11,27	0,25	11,21	0,61	11,18	11,46
Sm_2O_3	2,45	0,12	2,05	0,20	2,10	2,30
Eu_2O_3	0,51	0,04	0,42	0,06	0,38	0,12
Gd_2O_3	2,09	0,22	1,74	0,35	1,86	1,91
Tb_2O_3	0,16	0,04	0,16	0,05	0,18	0,21
Dy_2O_3	0,37	0,08	0,52	0,25	0,66	0,65
Er_2O_3	0,04	0,02	0,09	0,07	0,12	0,24
CaO	1,10	0,10	0,39	0,14	1,18	0,84
ThO_2	6,90	0,88	1,15	1,01	5,19	3,71
UO_2	0,35	0,05	0,39	0,22	0,48	0,35
SiO_2	0,34	0,09	0,07	0,07	0,15	0,03
P_2O_5	28,96	0,40	29,01	1,28	29,55	30,14
Összeg	98,84	0,44	97,52	1,60	98,25	99,48
Ionszámok 16 oxigénre						
Y	0,022	,011	0,084	,050	0,118	0,164
La	0,718	,026	0,840	,041	0,741	0,747
Ce	1,691	,050	1,891	,066	1,649	1,696
Pr	0,183	,002	0,192	,008	0,171	0,174
Nd	0,646	,013	0,646	,035	0,635	0.641
Sm	0,135	,006	0,114	,011	0,115	0,124
Eu	0,028	,002	0,023	,004	0,021	0.006
Gd	0,111	,012	0,093	,020	0,098	0,099
Tb	0,008	,002	0,009	,003	0,009	0,011
Dy	0,019	,004	0,027	,013	0,034	0,033
Er	0,002	,001	0,005	,004	0,006	0,012
Ca	0,189	,017	0,068	,022	0,201	0,141
Th	0,252	,033	0,042	,036	0,188	0,132
U	0,013	,002	0,014	,008	0,017	0,012
Si	0,054	,014	0,011	,012	0,023	0,005
P	3,932	,031	3,964	,070	3,980	3,999
Σ	8,002	,016	8,024	,050	8,004	7,998
Eu/Eu*	0,696	,075	0,688	,088	0,590	0,176

Gr.z. = Gránát zárványa. Ö = Önálló

Gr.z.= inclusion in garnet. Ö = free grain.

Monacit összetétel gneiszekben

Monazite compositions in gneisses

V/c. táblázat – Table V/c

Minta	DE-13		I-1		I-3	DE-2		DE-17	DE-18		DE-23			
	Ap.z.	Ö Átl.	Ö a)	Ö b)	Ap.z.	Ap.z. Átl.	Ö Átl.	Ap.z. Átl.	Apatit zárv Átl.	Sz	Apatit zárv. Átl.	Sz.	Önálló Átl.	Sz.
Elemzés	1	2	1	1	1	2	2	2	5		3		4	
Y_2O_3	1,73	1,21	4,08	0,72	1,51	1,01	0,25	1,33	1,34	0,32	2,64	0,87	1,53	0,50
La_2O_3	12,45	12,05	6,02	12,05	11,36	9,46	15,55	11,90	11,27	0,64	11,82	0,31	11,81	2,27
Ce_2O_3	26,66	27,52	16,44	29,05	27,03	21,77	31,49	27,04	26,81	1,23	26,42	0,94	27,64	2,74
Pr_2O_3	3,01	2,89	2,12	3,14	2,88	2,25	3,09	3,12	2,91	0,18	3,03	0,11	2,93	0,25
Nd_2O_3	11,25	11,65	7,41	12,83	11,40	8,40	11,13	11,99	11,59	0,58	10,72	0,27	11,47	0,37
Sm_2O_3	2,44	2,56	2,47	2,06	2,55	1,70	2,07	2,48	2,36	0,11	2,34	0,22	2,56	0,35
Eu_2O_3	0,10	0,18	0,10	0,23	0,17	0,12	0,41	0,17	0,10	0,04	0,12	0,04	0,15	0,08
Gd_2O_3	2,08	1,97	1,91	1,31	2,05	1,36	1,39	1,98	1,80	0,29	2,04	0,17	2,21	0,48
Tb_2O_3	0,19	0,18	0,33	0,06	0,23	0,12	0,13	0,17	0,16	0,05	0.25	0,02	0,19	0,05
Dy_2O_3	0,62	0,54	1,22	0,25	0,68	0,47	0,18	0,62	0,57	0,09	0,95	0.08	0,66	0,25
Er_2O_3	0,05	0,08	0,31	0,10	0,15	0,08	0,04	0.11	0,08	0,03	0,21	0,07	0,13	0,05
CaO	2,10	1,18	5,33	1,26	2,76	15,49	0,62	2,19	2,23	0,34	2,39	0,38	1,17	0,72
ThO_2	5,54	6,16	6,37	6,12	7,00	5,02	0,46	6,65	7,53	1,08	6,09	1,08	5,42	3,53
UO_2	0,87	0,58	14,69	0,32	1,01	0,49	0,05	0,51	0,72	0,21	1,08	0,04	0,83	0,85
SiO_2	0,06	0,72	0,39	0,39	0,13	0,13	1,57	0,29	0,17	0,12	0,20	0,10	0,57	0,40
P_2O_5	30,38	29,27	29,96	29,55	30,64	34,01	29,49	28,97	29,92	0.36	29,49	0,88	30,33	0,98
Összeg	99,47	98,70	99,21	99,46	101,60	102,25	97,83	99,48	99,56	1,39	99,79	0,85	99,57	0,78
Ionszámok 16 oxigénre														
Y	0,143	0,101	0,336	0,060	0,123	0,073	0,021	0,112	0,111	,027	0,221	,074	0,126	,041
La	0,714	0,704	0,344	0,701	0,640	0,480	0,898	0,696	0,651	,033	0,683	,017	0,676	,129
Ce	1,518	1,597	0,932	1,678	1,512	1,095	1,803	1,570	1,537	,063	1,515	,031	1,571	,145
Pr	0,171	0,167	0,120	0,180	0,160	0,112	0,176	0,180	0,166	,009	0,173	,004	0,166	,014
Nd	0,625	0,659	0,410	0,723	0,622	0,412	0,622	0,679	0,648	,031	0,600	,009	0,636	,020
Sm	0,131	0,140	0,132	0,112	0,134	0,080	0,111	0,136	0,127	,007	0,126	,012	0,137	,018
Eu	0,005	0,010	0,005	0,012	0,009	0,005	0,022	0,009	0,005	,002	0.007	,002	0,008	,004
Gd	0,107	0,103	0,098	0,069	0,104	0,062	0,072	0,104	0,093	,015	0,106	,009	0,113	,024
Tb	0,010	0,009	0,017	0,003	0,012	0,005	0,006	0,009	0,008	,002	0,013	,001	0,010	,003
Dy	0,031	0,027	0,061	0,013	0,033	0,021	0,009	0,032	0,029	,005	0,048	,004	0,033	,013
Er	0,002	0,004	0,015	0,005	0,007	0,003	0,002	0,005	0,004	,001	0,011	,003	0,006	,002
Ca	0,350	0,200	0,885	0,213	0,452	2,252	0,103	0,372	0,374	,057	0,401	,064	0,195	,120
Th	0,196	0,222	0,225	0,220	0,243	0,158	0,016	0,240	0,269	,040	0,218	,042	0,192	,125
U	0,030	0,020	0,506	0,011	0,034	0,015	0,002	0,018	0,025	,007	0,038	,001	0,029	,029
Si	0,009	0,114	0,060	0,062	0,020	0,017	0,244	0,046	0,027	,018	0,031	,016	0,088	,062
P	3,999	3,923	3,929	3,947	3,965	3,937	3,905	3,890	3,966	,036	3,910	,051	3,986	,062
Σ	8,039	7,999	8,078	8,009	8,075	8,729	8,010	8,096	8,040	,019	8,098	,029	7,972	,030
Eu/Eu*	0,136	0,240	0,141	0,430	0,228	0,241	0,732	0,229	0,149	,060	0,177	,073	0,197	,115

Ap.z. = Apatit zárványa Ö = Önálló

Ap.z.= inclusion in apatite. Ö = free grain.

Rabdofán összetétrel gneiszekben

Rhabdophane compositions in gneisses

V/d. táblázat – Table V/d

Minta	DE-13		I-3		DE-2	DE-17	DE-22			DE-18		
				Y-dús				Th-dús		a)		b)
	Átl.	Sz.	Átl.	Átl.			Átl.	Átl	Sz.	Átl.	Sz.	
Elemzés	4		2	2	1	1	2	3		4		1
Y_2O_3	2,51	0,73	4,88	21,87	5,12	3,19	3,05	2,33	0,36	2,03	0,44	0,93
La_2O_3	7,95	0,80	9,43	0,32	7,00	9,52	9,74	6,04	0,94	7,55	1,21	13,19
Ce_2O_3	17,98	2,79	21,38	1,03	18,29	23,53	23,19	15,74	2,50	19,28	3,53	25,73
Pr_2O_3	2,22	0,18	2,46	0,15	1,89	2,64	2,54	1,75	0,18	2,13	0,29	2,42
Nd_2O_3	8,01	0,50	9,66	0,82	7,09	9,79	9,84	6,87	0,91	7,62	0,89	9,60
Sm_2O_3	1,91	0,19	2,78	0,70	1,77	2,41	2,53	1,69	0,23	1,71	0.23	1,83
Eu_2O_3	0,33	0,08	0,50	0,16	0,29	0,51	0,55	0,35	0,04	0,24	0,06	0,11
Gd_2O_3	1,80	0,33	2,56	1,57	1,81	1,88	2,18	1,52	0,18	1,48	0,20	1,74
Tb_2O_3	0,18	0,06	0,34	0,50	0,31	0,27	0,26	0,19	0,05	0,19	0,02	0,15
Dy_2O_3	0,89	0,14	1,47	3,62	1,37	0,99	1,08	0,87	0,04	0,76	0,08	0,54
Er_2O_3	0,21	0,07	0,37	2,12	0,50	0,24	0,16	0,16	0,03	0,19	0,06	0,07
Yb_2O_3	0,05	0,03	0,14	1,65	0,27	-	0,03	0,07	0,07	-	-	-
CaO	12,59	2,85	5,12	5,92	4,41	4,45	3,05	4,93	0,42	5,59	0,35	1,41
ThO_2	7,38	1,48	0,53	13,86	13,91	1,94	1,27	20,11	2,35	11,62	3,65	4,67
UO_2	0,47	0,12	0,99	4,75	1,04	0,89	0,10	0,47	0,40	0,64	0,23	2,95
SiO_2	0,43	0,25	0,41	5,78	2,62	0,26	1,10	4,08	1,78	0,82	1,00	0,31
P_2O_5	29,34	1,20	29,12	21,65	24,20	27,38	23,87	26,18	1,60	25,52	2,95	28,04
Össz.	94,23	1,58	92,09	86,43	91,91	92,92*	84,50	93,35	3,04	87,30	6,09	93,69
Ionszámok 16 oxigénre												
Y	0,206	,066	0,413	1,951	0,464	0,286	0,297	0,200	,028	0,188	,030	0,083
La	0,449	,047	0,557	0,020	0,440	0,591	0,659	0,359	,051	0,487	,048	0,813
Ce	1,010	,166	1,254	0,062	1,140	1,449	1,557	0,929	,133	1,233	,157	1,573
Pr	0,124	,012	0,143	0,009	0,117	0,162	0,170	0,103	,009	0,136	,009	0,147
Nd	0,439	,040	0,552	0,049	0,431	0,588	0,644	0,395	,046	0,477	,021	0,573
Sm	0,101	,013	0,153	0,040	0,104	0,140	0,160	0,094	,012	0,103	,006	0,105
Eu	0,017	,004	0,027	0,009	0,017	0,029	0,034	0,019	,002	0,014	,003	0,006
Gd	0,092	,020	0,135	0,087	0,102	0,105	0,133	0,081	,009	0,086	,007	0,096
Tb	0,009	,003	0,018	0,027	0,017	0,015	0,015	0,010	,002	0,011	,001	0,008
Dy	0,044	,008	0,075	0,195	0,075	0,054	0,064	0,045	,002	0,043	,003	0,029
Er	0,010	,004	0,018	0,111	0,027	0,013	0,009	0,008	,001	0,010	,002	0,004
Yb	0,002	,001	0,007	0,084	0,014	0,000	0,001	0,003	,003	-	-	-
Ca	2.055	,399	0,875	1,048	0,805	0,802	0,599	0,853	,079	1,056	,094	0,252
Th	0,258	,057	0,019	0,523	0,539	0,074	0,053	0,740	,098	0,472	,165	0,178
U	0,016	,004	0,035	0,180	0,039	0,033	0,004	0,017	,014	0,026	,010	0,110
Si	0,066	,037	0,067	0,965	0,446	0,044	0,201	0,662	,301	0,153	,200	0,052
P	3,804	,040	3,942	3,060	3,489	3,900	3,708	3,575	,158	3,785	,157	3,965
Σ	8,703	,141	8,290	8,420	8,267	8,284	8,308	8,094	,029	8,278	.032	7,994
Eu/Eu*	0,542	,061	0,576	0,453	0,498	0,736	0,712	0,679	,038	0,454	,063	0,189

* PbO=3,03 %

Monacit összetétel kvarcitban

Monazite compositions in kyanite quartzites

V/e. táblázat – Table V/e

Minta	DE-6				DE-7			I-5		DE-12	
Sz.sz.	Nagy >100		Kicsi ?		kb. 100		a)	7		12	
Elemzés	Átl. 7	Sz.	Átl. 5	Sz.	Átl. 8	Sz.	1	Átl. 6	Sz.	Átl. 5	Sz.
Y_2O_3	0,30	0,18	1,03	0,24	0,22	0,15	1,66	1,01	0,26	1,32	0,24
La_2O_3	14,68	0,95	13,52	2,30	14,21	0,39	5,18	13,27	0,99	12,66	1,24
Ce_2O_3	29,09	0,97	27,58	3,02	29,76	0,84	21,95	28,78	1,85	27,55	1,75
Pr_2O_3	3,07	0,10	2,81	0,14	3,03	0,06	3,72	2,91	0,13	2,83	0,21
Nd_2O_3	11,94	0,29	11,09	1,03	11,86	0,46	19,44	11,20	0,42	10,75	0,89
Sm_2O_3	2,22	0,11	1,98	0,29	2,16	0,11	4,90	2,24	0,07	2,38	0,48
Eu_2O_3	0,43	0,05	0,49	0,10	0,42	0,09	0,89	0,43	0,06	0,30	0,13
Gd_2O_3	1,76	0,15	1,40	0,21	1,61	0,12	2,61	1,87	0,17	1,80	0,46
Tb_2O_3	0,13	0,03	0,11	0,06	0,10	0,04	0,22	0,20	0,03	0,19	0,03
Dy_2O_3	0,28	0,09	0,37	0,15	0,24	0,10	0,71	0,55	0,06	0,53	0,11
Er_2O_3	0,05	0,05	0,07	0,07	0,03	0,04	0,12	0,07	0,04	0,10	0,03
CaO	0,91	0,32	1,63	0,73	0,91	0,15	1,30	0,94	0,41	1,43	0,46
ThO_2	4,73	1,36	7,94	3,89	5,07	1,04	6,68	5,24	2,81	5,90	2,93
UO_2	0,71	0,28	0,42	0,18	0,58	0,13	0,60	0,53	0,10	1,59	1,12
SiO_2	0,14	0,08	0,23	0,20	0,13	0,07	0,09	0,18	0,16	0,21	0,16
P_2O_5	29,44	0,41	29,69	0,29	29,82	0,37	29,61	29,61	0,58	29,62	1,59
Összeg	99,88	1,15	100,32	1,22	100,12	0,72	99,61	99,01	0,70	99,14	2,25
Ionszámok 16 oxigénre											
Y	0,025	,015	0,086	,020	0,019	,012	0,140	0,085	,022	0,111	,021
La	0,859	,058	0,782	,132	0,825	,025	0,303	0,776	,056	0,738	,068
Ce	1,689	,061	1,584	,171	1,715	,046	1,273	1,670	,097	1,594	,074
Pr	0,177	,005	0,161	,008	0,174	,004	0,215	0,168	,008	0,163	,011
Nd	0,676	,011	0,621	,061	0,667	,023	1,099	0,634	,022	0,607	,045
Sm	0,121	,005	0,107	,017	0,117	,005	0,267	0,123	,005	0,130	,027
Eu	0,023	,003	0,026	,006	0,023	,005	0,048	0,023	,003	0,016	,007
Gd	0,093	,008	0,073	,011	0,084	,006	0,137	0,098	,010	0,094	,025
Tb	0,007	,001	0,005	,003	0,005	,002	0,011	0,010	,002	0,010	,002
Dy	0,014	,005	0,019	,008	0,012	,005	0,036	0,028	,003	0,027	,006
Er	0,003	,003	0,004	,003	0,001	,002	0,006	0,003	,002	0,005	,001
Ca	0,155	,054	0,274	,123	0,153	,025	0,221	0,160	,070	0,244	,084
Th	0,170	,048	0,283	,139	0,182	,038	0,241	0,190	,103	0,213	,107
U	0,025	,010	0,015	,006	0,020	,005	0,021	0,019	,004	0,057	,041
Si	0,022	,013	0,036	,031	0,020	,012	0,014	0,028	,026	0,033	,026
P	3,952	,018	3,943	,020	3,975	,028	3,970	3,975	,040	3,963	,071
Σ	8,011	,008	8,018	,014	7,993	,015	8,002	7,991	,017	8,005	,045
Eu/Eu*	0,671	,092	0,900	,129	0,697	,132	0,764	0,651	,098	0,430	,101

Monacit összetétel leukofillitben

Monazite compositions in leucophyllites

V/f. táblázat – Table V/f

Minta	DE-1.		DE-4		DE-19					DE-25.		
Sz.sz.	8		4		34					12		
					Apatit zárv.		a)		b)	a)		b)
	Átl.	Sz	Átl.	Sz.	Átl.	Sz.	Átl.	Sz	Átl	Átl	Sz.	Átl.
Elemzés	3		4		3		3		2	4		2
Y_2O_3	1,34	0,12	1,92	0,38	1,49	0,74	1,96	0,57	1,05	1,10	0,35	3,75
La_2O_3	11,26	1,20	11,36	1,09	11,88	0,50	11,29	0,19	13,03	13,70	0,53	11,79
Ce_2O_3	26,18	1,38	26,52	1,26	27,75	1,02	27,24	1,10	29,33	31,91	0,99	24,85
Pr_2O_3	2,89	0,10	2,97	0,06	2,96	0,16	2,98	0,02	3,16	3,11	0,19	2,53
Nd_2O_3	10,88	0,35	11,20	0,11	11,61	0,85	11,41	0,13	11,59	11,96	0,25	9,83
Sm_2O_3	2,72	0,18	2,61	0,25	2,35	0,24	2,43	0,05	2,33	2,24	0,21	2,08
Eu_2O_3	0,32	0,04	0,14	0,07	0,15	0,03	0,15	0.11	0,41	0,19	0,06	0,17
Gd_2O_3	2,13	0,17	2,11	0,11	1,85	0,42	1,93	0,31	1,66	1,52	0,19	1,96
Tb_2O_3	0,14	0,04	0,23	0,08	0,20	0,05	0,20	0,02	0,12	0,14	0,03	0,21
Dy_2O_3	0,55	0,08	0,73	0,15	0,61	0,24	0,73	0,15	0,44	0,43	0,16	1,02
Er_2O_3	0,06	0,01	0,12	0,08	0,12	0,04	0,12	0,03	0,09	0,07	0,08	0,31
CaO	1,10	0,81	1,55	0,12	1,76	0,28	1,48	0,07	1,10	0,36	0,16	1,63
ThO_2	7,65	2,23	5,66	1,20	6,25	1,20	6,69	0,29	3,35	2,24	1,56	7,79
UO_2	0,67	0,80	1,48	0,70	0,94	0,57	1,23	0,68	2,11	0,28	0,18	1,18
SiO_2	1,04	0,28	0,19	0,14	0,22	0.13	0,36	0,18	0,27	0,57	0,23	0,46
P_2O_5	30,48	2,40	30,31	0,58	29,50	0,60	30,14	0,60	30,15	28,82	0,76	31,70
Összeg	99,43	0,84	99,03	0,88	99,65	0,75	100,35	1,64	100,14	98,62	1,40	101,26
Ionszámok 16 oxigénre												
Y	0,110	,012	0,159	,030	0,125	,060	0,163	,050	0,086	0,093	,028	0.299
La	0,641	,059	0,655	,067	0,690	,028	0,647	,002	0,750	0,808	,038	0,654
Ce	1,481	,086	1,518	,077	1,601	,068	1,549	,035	1,674	1,869	,093	1,367
Pr	0,163	,006	0,169	,005	0,170	,011	0,169	,004	0,179	0,181	,015	0,138
Nd	0,601	,031	0,625	,013	0,654	,054	0,633	,012	0,645	0,683	,027	0,527
Sm	0,145	,014	0,140	,013	0,128	,012	0,130	,004	0,125	0,123	,010	0,107
Eu	0,017	,002	0,007	,004	0,008	,002	0,008	,006	0,022	0,010	,003	0,008
Gd	0,109	,011	0,109	,006	0,096	,021	0,099	,018	0,086	0,081	,009	0,098
Tb	0,007	,002	0,012	,004	0,011	,002	0,010	,001	0,006	0,007	,002	0,010
Dy	0,027	,004	0,036	,007	0,031	,012	0,037	,008	0,022	0,022	,008	0,049
Er	0,003	,001	0,006	,004	0,006	,002	0,006	,001	0,004	0,003	,004	0,015
Ca	0,184	,135	0,259	,021	0,297	,049	0,247	,009	0,184	0,062	,028	0,262
Th	0,271	,087	0,201	,042	0,224	,045	0,236	,009	0,119	0,081	,056	0,266
U	0,023	,028	0,051	,025	0,033	,019	0,042	,023	0,073	0,010	,007	0,039
Si	0,160	,044	0,029	,022	0,035	,021	0,056	,027	0,042	0,091	,037	0,068
P	3,980	,149	4,010	,026	3,935	,034	3,963	,014	3,980	3,901	,052	4,031
Σ	7,923	,088	7,986	,032	8,044	,025	7,995	,015	7,997	8,026	,022	7,942
Eu/Eu*	0,407	,031	0,189	,109	0,220	,059	0,218	,183	0,636	0.311	.079	0.252

citok összetétele *nem* különbözik az ugyanabban a mintában levő florencit nélküli szemcséjétől.

Leukofillitek

Csak Sopron környéki mintákat vizsgáltunk. Bennük a monacit elterjedtsége még egy lelőhelyen belül is változó: a vashegyi, gneisz mellől vett DE-19 jelű mintában gyakori, a 15–20 cm-rel távolabbi, florencit-tartalmú DE-20 jelű mintában viszont egyet sem találtunk. 10–30 μm-esek, esetenként saját alakúak. Összetételük egy mintán belül is változhat: *V/f táblázat*.

A DE-19 mintában több apatit tartalmaz monacit- (és xenotim)- zárványt (*III. tábla D*). Ezek összetétele (mind Y-tartalmuk, mind Eu-anomáliájuk) a gneiszben elemzett (apatitbeli) szemcsékhez hasonló. Az önálló szemcsék többsége (a. csoport) ugyanilyen; néhánynak (b. csoport) az Y- (és nehéz RFF)-tartalma kisebb, Eu/Eu* értékük nagyobb, a csillámpalákra jellemző értékek közé esik, ami eltérő származásra utal. A többi mintában a monacit az Y/ΣRFF–Eu/Eu* mezőben a gneisz-beliekhez hasonló, de kissé nagyobb tartományban helyezkedik el. A tolvajárki mintában (DE–25) két elemzett szemcse Y- tartalma feltűnően magas (b. csoport), ugyanott a flogopitos gniszben találtunk hasonlóan Y-dús, apatitba zárt monacitot.

Mindezek arra utalnak, hogy leukofillitben levő monacit nagy része változatlan összetétellel került át a gneisz anyakőzetből.

Az eredmények értelmezése

A *brennbergbányai és a vöröshídi* **csillámpalákban** a monacit *gyakori* és viszonylag nagyméretű szemcséket alkot; tömeg- vagy térfogat-aránya mintegy két nagyságrenddel nagyobb, mint a többi Sopron-környéki palában és gneiszben, valamint az azokból származó kvarcitokban és leukofillitekben. Forrása feltehetőleg a kiinduló üledék viszonylag nagy RFF-tartalma. A Sopron-környéki csillámpalák kiinduló anyagában viszont jelentéktelen mennyiségű lehetett a RFF-tartalom.

A nagy, részben idioblaszt(os) szemcsék, valamint a kis szemcsék többsége is a metamorfózis során keletkezhetett (az andaluzitos, sillimanitos csillámpalában a biotittal többé-kevésbé egyidejűleg). *Y-tartalmuk a metamorf fokkal nő*: az amfibolit fáciesű DE–10 mintában a legnagyobb, a zöldpala fáciesű DE–8 -ban és APVh önálló szemcséiben a legkisebb. A DE–11 minta különböző Y-tartalmú monacitjai csökkenő hőmérsékletű, folyamatos kristályosodást jelezhetnek, annak ellenére, hogy a kőzetalkotó és metamorf indikátor ásványoknál jelentős retrográd metamorf hatás nem észlelhető. Szintén retrográd hatással magyarázható az APVh minta gránátba zárt szemcséinek képződése, amelyek egy továbbnövekedő gránát-zónába épültek be. Az Y-mal párhuzamosan (de nem teljesen arányosan) a többi nehéz RFF mennyisége is nő.

Az Y- ill. nehéz RFF- tartalom növekedése a metamorf fokkal összhangban van FRANZ et al. (1996), valamint HEINRICH et al. (1997) megfigyeléseivel és GRATZ & HEINRICH (1997) kísérleteivel. Az utóbbi cikkben közölt geotermobarométer alkalmazási feltétele: a monacit és xenotim koegzisztenciája biztosan fennáll az I–2 (Gloriette-i) pala egyik *gránátban talált zárványának* esetére. Erre 9 kbar nyomást feltételezve 540 °C -t kapunk, ami jól egyezik az osztrák geológusok által az alpi felülbélyegzésre meghatározott csúcsértékkel (E. DRAGANITS személyes közlése).

Az Eu-anomália mérsékelten negatív: Eu/Eu*>0,35 (többnyire >0,4), három kivétellel. Az észlelt kis negatív Eu-anomália *a kiinduló üledék egészére* (pontosabban a monacit-képződés idején "szabad" RFF- tartalomra) *lehetett jellemző*, az eredetileg benne levő monacitra nem feltétlenül. A DE–10 jelű mintában apatit zárványaként talált nagy Y-tartalmú és nagy negatív E- anomáliájú apró monacit valószínűleg eredeti összetételét őrizte meg. A DE–8 jelű mintában egy nagy, zónás szemcse magja viszonylag Y-dús, negatív Eu-anomáliája nagy (*V/a. tábl. a. oszlop*); szintén az általánosnál korábbi állapot hatását őrzi. A kifelé fokozatosan csökkenő Y-tartalom a retrográd folyamat során képződött, ezzel párhuzamosan az Eu-anomália egyre kevésbé negatívvá válik.

A **gneiszek** csak elvétve tartalmaznak kis monacitszemcséket. Ezek fele *apatit zárványaként* maradt meg. *Negatívabb Eu-anomáliájuk* (0,35-nál kisebb Eu/Eu* értékük) határozottan elkülöníti őket a csillámpalák monacitjaitól; Y-tartalmuk nagyobb és változatosabb. Az *önálló szemcsék* egy része ugyanilyen összetételű. Ezek feltehetőleg a gneisz kiinduló anyagául szolgáló gránit intrúziókban képződtek (a csillámpaláknál magasabb hőmérsékleten ill. nyomáson) és megőrizték összetételüket. Másik részük azonban később, a gránit regionális metamorfózisa révén keletkezhetett. Ilyen a nándormagaslati (DE–2) minta két önálló monacitja, amelyeknek Eu/Eu* értéke nagy, Th-tartalma kicsi.

A *flogopittartalmú gneisz* rétegekben viszonylag sok a monacit. Ez a gránit inhomogenitásának lehet a következménye. A tolvajároki mintában (DE–23) az apatitbeli zárványok Y-tartalma viszonylag, az egyiküké kiemelkedően nagy - feltehetőleg a többinél magasabb hőmérsékleten/nyomáson képződött.

A *deákkúti finomszemű gneiszben* szintén találtunk egy - a többi gneisszel megegyező - apatitba zárt monacitot. Sajnos, ez kevés ahhoz, hogy a gneisz vulkáni vagy mélységi magmás kőzet eredetéről LELKES-FELVÁRI et al. (1986) és KISHÁZI & IVANCSICS (1989) véleményei közötti ellentét feloldásához hozzájárulhassunk.

A **szürke kvarcitok** nagyobb monacit szemcséi – összetételüket megőrizve – a kiinduló csillámpalából származhattak. A kis szemcsék egy része viszont eltérő származású, erről a DE–6 mintában a pozitívabb Eu-anomália, a DE–7 -ben a különleges RFF-lefutás tanúskodik. A DE–12 **fehér kvarcit** kis szemcseméretű monacitjában az Eu/Eu* értéke szintén nagyobb, mint a gneiszben levő monacité, ami kizárja a közvetlen eredetet.

A **leukofillitekben** a monacit hasonló a gneiszekből megismerthez, amelyekből többnyire származtatják őket. Néhány szemcse Eu/Eu* értéke valamivel magasabb, kettőé pedig határozottan a palákra jellemző (DE–19). Ezek eredetét jelen ismereteinkkel nem tudjuk eldönteni.

A kőzetek egy részében palában és gneiszben talált *rabdofán* a monacit bomlásával keletkezhetett: a DE–18 minta *IV/d. táblázat b*) szemcséje nagyon hasonlít az apatitban megőrződött monacithoz. A legtöbb rabdofán Y-, Th-, Ca-tartalma nagyobb, Eu-anomáliája pozitívabb, RFF-lefutása eltérő az ugyanabban a mintában jelen levő monaciténál. Ezek anyaga tehát kívülről vagy a kőzetben levő egyéb ásványok bomlásából származhatott. A rabdofán vízvesztésével az eredetitől eltérő összetételű másodlagos monacit keletkezhet.

Néhány kvarcit és leukofillit *florencit* tartalmú. Mivel a kiinduló kőzetükben nem találtunk florencitet (sem csillámpalában, sem gneiszben), ez bennük keletkezett, anyagát – legalábbis részben – a monacit mállása szolgáltatta. Egy mintában mind az elsődleges, mind a florencittel összefüggésben képződött másodlagos monacit is jelen van, összetételük határozottan különböző.

A rabdofán és a másodlagos monacit Eu-anomáliájának pozitívabbá válásához szükséges többlet Eu eredetére két feltételezésünk van: 1) Származhat metaszomatózissal nagyobb Eu-tartalmú külső forrásból. A kvarcitok metaszomatózisára az is utal, hogy bennük az apatit – a többi kőzettel ellentétben – klórtartalmú. (Ez egyben különbséget is jelent a leukofillitek metaszomatózisához képest.) 2) Kiszabadulhat az anyakőzetben jelen levő földpát elbomlásakor, a földpátnak ui. mindig pozitív Eu-anomáliája van (CLARK 1984). Ez a folyamat játszódhatott le a csillámpalákban is a monacit képződésekor. A részletek tisztázása és a folyamatok RFF-geokémiájának pontosabb megismerése további vizsgálatokat (teljes kőzet RFF-elemzés stb.) kíván és meghaladja jelen munka kereteit.

A monacit ThO_2 tartalma 0–11% közt változik, a CaO ezt többé-kevésbé az (1) helyettesítés szerint követi. Az U és Si belépése kisebb mértékű. Egyes monacitcsoportok eltérő származását néhány esetben (a vöröshídi pala önálló és gránátban levő szemcséi, a nándormagaslati gneisz önálló monacitjai, a DE-10 csillámpala apatit zárványa) az eltérő Th-tartalom is alátámasztja.

Következtetések

A Soproni-hegységben a csillámpalák monacittartalma túlnyomó részt az illető kőzetben képződött egy vagy több metamorf folyamat során. Az ortogneiszekben levő monacit nagy része viszont még a magmás kristályosodás során vált ki a granitoidokban.

A kétféle eredetű monacit Eu-anomáliája eltérő: a csillámpalákban képződötteké mérsékelten negatív (Eu/Eu* >0,35), a gneiszekben levő magmás eredetűeké nagyon negatív (Eu/Eu* <0,35). Hasonló megfigyeléssel az irodalomban még nem találkoztunk, más szerzők ui. nem szokták mérni a monacit Eu-tartalmát.

A monacit Y- és egyéb nehéz RFF-tartalma a metamorf fokkal (a képződési hőmérséklettel és nyomással) nő, az újabb irodalmi adatokkal összhangban. A brennbergbányai és a vöröshídi csillámpalák és az előbbiekből származó kvarcitok monacittartalma jelentősen – mintegy két nagyságrenddel – nagyobb, mint a Sopron környéki kőzeteké. A nagyobb RFF-tartalom vagy már a protolitban

jelen volt, vagy a monacitképződést megelőzően vagy annak során migrált a kőzetbe. Jelen ismereteink inkább az előbbi lehetőséget valószínűsítik: az előbb említett palák jóval nagyobb RFF-tartalmú üledékekből származtak.

A brennbergbányai kvarcitokban a monacit túlnyomó része a környező csillámpalák monacitjával megegyező összetételű, de elkülöníthető közöttük egy második, a kvarcit képződésével összefüggő monacit-generáció is. A Sopron-környéki kvarcitokban csak ez utóbbi generációt találtuk meg.

A leukofillitekben talált-- mérsékelt mennyiségű – monacit többsége a környező gneiszek monacitjának felel meg, a leukofillit képződése során összetételük nem változott meg.

A gneiszben és csillámpalában talált rabdofán az esetek többségében *nem* közvetlenül a monacit elbomlásával jött létre (bár elvétve erre is van példa). Anyaga – legalábbis részben – más RFF- tartalmú ásványokból származik.

Köszönetnyilvánítás

Szerzők köszönetüket fejezik ki DEMÉNY Attilának, valamint IVANCSICS Jenőnek, a mintáik rendelkezésre bocsátásáért, a mintagyűjtésben való közreműködésért, a földtani viszonyok megvitatásáért és az eredmények értelmezésében nyújtott segítségért. TÓTH Máriát a röntgendiffrakciós felvételek elkészítéséért és kiértékeléséért, WIESZT Zoltánt pedig egyes kőzetminták kémiai főkomponens elemzéséért illeti köszönet. LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyivel folytatott konzultációk nagymértékben hozzájárultak a kézirat korábbi változatainak fejlődédéhez. A kutatómunkához az anyagi alapot az OTKA T–15993 sz. szerződésével biztosította.

Irodalom – References

AKERS, W.T., GROVE, M., HARRISON, T.M. & RYERSON, F.J. 1993: The instability of rhabdophane and its unimportance in monazite paragenesis. – *Chemical Geology* 110, 169–176.

BURT, D.M. 1989: Compositional and phase relations among rare earth element minerals. – In: *Reviews in Mineralogy*, Vol. 21, LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. The Mineralogical Society of America, Washington, 259–307.

CESBRON, F. P. 1989: Mineralogy of the rare-earth elements. – In: MÖLLER, P., CERNY, P. & SAUPÉ, F. (eds): *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer, Berlin, 3-26.

CLARK, A. M. 1984: Mineralogy of the rare earth elements. – In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 33–54.

DEMÉNY, A., SHARP, Z.D. & PFEIFER, H.-R. 1996: Investigation on the role of Mg-metasomatism and metamorphic conditions during the formation of Mg-chlorite-muscovite-quartz-phyllites ("leucophyllites") of lower austroalpine nappes of the Eastern Alps (W. Hungary) and Alpine whiteschists. – *Acta Geologica Hungarica* 39, Suppl. (Isotope Workshop III) 27–30.

DEMÉNY, A., SHARP, Z. D. & PFEIFER, H.-R. 1997: Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite- quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 247–260.

DRAKE, M. J. & WEILL, D. F. 1972: New rare earth element standards for electron microprobe analysis. – *Chemical Geology* 10, 179–181.

FAZEKAS V., KÓSA L. & SELMECZI B. 1975: Ritkaföldfém ásványosodás a Soproni-hegység kristályos paláiban. (Rare earth mineralization in the crystalline schists of the Sopron Mountains) – *Földtani Közlöny* **105**, 297–308 (in Hungarian with English abstract).
FINGER, F., BROSKA, I., ROBERTS, M. & SCHERMAIER, A. 1998: Replacement of primary monazite by apatit-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. – *American Mineralogist* 83, 248–258.
FRANZ, G., ANDREHS, G. & RHEDE, D. 1996: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. – *European Journal of Mineralogy* **8**, 1097–1118.
FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája. Paleozoikum I. Magyarhoni Földtani Intézet, Budapest, 325 p.
GRATZ, R. & HEINRICH, W. 1997: Monazite-xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system CePO4-YPO4. – *American Mineralogist* **82**, 772–780.
GRAUCH, R.I. 1989: Rare earth elements in metamorphic rocks. – In: *Reviews in Mineralogy*, Vol. **21**, Lipin, B.R. & MCKAY, G. A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. The Mineralogical Society of America, Washington, 147–167.
HEINRICH, W., ANDREHS, G. & FRANZ, G. 1997: Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration. – *Journal of Metamorphic Geology* **15**, 3–16.
HIKICHI, Y., YU, C.F., MIYAMOTO, M. & OKADA, S. 1991: Mechanical conversion of rhabdophane type RPO_4nH_2O (R=La, Ce, Pr, Nd, or Sm, n 1/2) to the monazite type analogues. – *Mineralogical Journal* **15**, 349–355.
HUGHES, J.M., FOORD, E.E. & HUBBARD, M.A, NI, Y. 1995: The crystal structure of cheralite-(Ce), (LREE,Ca,Th,U)(P,Si)O4, a monazite-group mineral. – *Neue Jahrbuch für Mineralogie Monatshäften*, 1995, 344–350.
KISHÁZI P. & IVANCSICS J. 1987: Újabb adatok a Sopron környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitok keletkezésének problematikájához. (Contribution to the problematics of the origin of leuchtenbergite-bearing metamorphics in the Sopron area.) – *Földtani Közlöny* **117**, 31–45 (in Hungarian with English abstract).
KISHÁZI P. & IVANCSICS J. 1987: A Soproni Csillámpala Formáció genetikai kőzettana. (Genetic petrology of the Sopron Micaschist Formation.) – *Földtani Közlöny* **117**, 203–221 (in Hungarian with English abstract).
KISHÁZI P. & IVANCSICS J. 1989: A Soproni Gneisz Formáció genetikai kőzettana. (Petrogenesis of the Sopron Gneiss Formation.) – *Földtani Közlöny* **119**, 153–166. (in Hungarian with English abstract).
KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P., BUDA, GY., LELKES-FELVÁRI, GY. & NAGYMAROSI, A. 1998: Explanation to the terrane map of Hungary. – *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, (in press).
KÓSA L. & FAZEKAS V. 1981: A fertőrákosi kristályospala összlet földtani-kőzettani felépítése. (Geologisch-petrographischer Aufbau des kristallinen Schieferkomplexes von Fertőrákos (Sopron-Gebirge, Westungarn). – *Földtani Közlöny* **111**, 424–452. (in Hungarian with German abstract).
KRETZ, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist* **68**, 277–279.
LANZIROTT, A. & HANSON, G. N. 1996: Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **125**, 332–340.
LELKES-FELVÁRI, GY. & SASSI, F. P. 1981: Outlines of the pre-Alpine metamorphism in Hungary. – In: KARAMATA, S. & SASSI F.P. (eds.): IGCP Project No. 5 Newsletter No. 3: 89–99.
LELKES-FELVÁRI, GY., SASSI, F. P. & VISONÁ, D. 1982: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* **38**, 607–615.
LELKES-FELVÁRI, GY., SASSI, F. P. & VISONA, D. 1984: Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* **39**, 593–612.
LELKESNÉ FELVÁRI GY., SASSI, F. P. & VISONÁ, D. 1986: A Soproni-hegység kristályos képződményeinek pre-alpi és alpi fejlődéstörténete. (Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic

Basement in the Sopron area.) – *MÁFI évi jelentése az* **1984**. *évről,* 65–87. (in Hungarian with English abstract).

LIU, X. & BYRNE R. H. 1997: Rare earth and yttrium phosphate solubilities in aqueous solution. – *Geochimica and Cosmochimica Acta* **61**, 1625–1633.

MARIANO, A. N. 1989: Economic geology of the rare earth elements. In: *Reviews in Mineralogy,* Vol. **21**, LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. The Mineralogical Society of America, Washington, 309–337.

MONTEL, J.-M. 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. – *Chemical Geology* **110**, 127–146.

MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. 1996: Electron microprobe dating of monazite. – *Chemical Geology* **131**, 37–53.

NAGY, G. 1993: "Quick" method for REE mineral analysis by EPMA. – International Conference on Rare Earth Minerals, London, 1-2 April 1993, 94–96.

NAGY G. & IVANCSICS J. 1995: Florencite from Sopron area (W-Hungary) re-examinated by EMPA. – *Romanian Journal of Mineralogy* **77** Suppl. No. 1. Abstract Vol., Third Symposium on Mineralogy, 25–29 Aug. 1995, Baia Mare, 31–32.

PAN, Y. 1997: Zircon- and monazite-dorming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. – *The Canadian Mineralogist* **35**, 105–118.

PANTÓ Gy. 1980: Ritkaföldfémek geokémiája és néhány alkalmazási területe. Doktori értekezés. MTA, Budapest, 165 p.

PARRISH, R.R. 1990: U-Pb dating of monazite and its aplication to geological problems. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **27**, 1431–1450.

POITRASSON, F., CHENERY, S. & BLAND, D. J. 1996: Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. – *Earth and Planetary Science Letters* **145**, 79–96.

REED, S. J. B. 1975: Electron Microprobe Analysis. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1975, 400 p.

SAWKA, W.N., BANFIELD, J.F. & CHAPPELL, B.W. 1986: A waethering-related origin of widespread monazite in S-type granites. – *Geochimica and Cosmochimica Acta* **50**, 171–175.

SUZUKI, K. & ADACHI, M. 1994: Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea – *Tectonophysics* **235**, 277–292.

SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAJIZUKA, I. 1994: Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. – *Earth and Planetary Science Letters* **128**, 391–405.

TÖRÖK, K. 1996: High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. – *European Journal of Mineralogy* **8**, 917–925.

TÖRÖK, K. 1998: Magmatic and high pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). – *Neues Jahrbuch für Minearalogie, Abhandlungen*, **173/1**, 63–91.

VINCZE J., FAZEKAS V. & KÓSA L. 1996: A fertőrákosi kristályospala összlet urán-tórium-ritkaföldfém és szulfidos ásványosodásai. (Uranium-thorium-rare earth mineralizations in the crystalline schist series, Fertőrákos, Sopron Mts, NW-Hungary.) – *Földtani Közlöny* **126**, 359–415. (in Hungarian with English abstract).

VLASZOV, K.A. 1964: Geokhimija, mineralogija i geneticheskie tipy mestorozhdenij redkikh elementov. Tom 2. Mineralogija redkikh elementov. (Geochemistry, mineralogy and genetic types of rare element deposits. Vol. 2. Mineralogy of rare elements.) Nauka, Moszkva, 860 p.

WARK, D. A. & MILLER, C.F. 1993: Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. – *Chemical Geology* **110**, 49–67.

WATT, G. R. 1995: High-thorium monazite-(Ce) formed during disequilibrium melting of metapelites under granulite-facies conditions. – *Mineralogical Magazine* **59**, 735–743.

YURIMOTO, H., DUKE, E. F., PAPIKE, J. J. & SHEARER, C.K. 1990: Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation? – *Geochimica and Cosmochimica Acta,* **54**, 2141–2145.

ZHAO, J.-X., COOPER, J. A., 1993: Fractionation of monazite in the development of V-shaped REE patterns in leucogranite body in central Australia. – *Lithos,* **30**, 23–32.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 04.

Táblák – Plates

A táblákon látható fényképek visszaszórt elektronképek
The photos on the plates are backscattered electron images.

I. tábla – Plate I

A) Idioblaszt monacit biotitban. DE–10 minta, andaluzit-sillimanit pala. Méretvonal: 10 μm
Idioblastic monazite in biotite. Sample DE–10 And-Sil schist. Scale bar = 10 μm

B) Hipidioblaszt, korrodált monacit. DE–8 minta, kloritoid-muszkovit pala. M.v.: 100 μm
Hypidioblastic, corroded monazite. Sample DE–8, Cld-Ms schist. Scale bar = 100 μm

C) Gránát monacitzárványokkal a vöröshídi klorit-muszkovit palában (APVh), gyenge kontraszttal. Az ásványok világos - sötét sorrendben: monacit, ilmenit, gránát, klorit, muszkovit, kvarc. M.v.: 100 μm
Garnet with monazite inclusions in Vöröshíd Chl-Ms schist (weak contrast). Minerals from light to dark: Mnz, Ilm, Grt, Chl, Ms, Qtz. Scale bar = 100 μm

D) Az előző kép részlete nagyítva, erős kontraszttal. Monacit zárványok csak a gránát külső zónájában vannak. M.v.: 100 μm
Part of the former picture enlarged, with enhanced contrast. Monazite inclusions can be found in the outer zone of the garnet only. Scale bar = 100 μm

II. tábla – Plate II

A) Elbomlott monacit rabdofánnal körülvéve az AP-K kloritoid-muszkovit palában. M.v.: 10 μm
Corroded monazite surrounded by rhabdophane in AP-K Cld-Ms schist. Scale bar = 10 μm

B) Rabdofán szemcsehalmaz. DE–22 minta, gneisz. M.v.: 10 μm
Cluster of rhabdophane grains. DE–22 gneiss. Scale bar = 10 μm

C) Apatitszemcsék monacit és cirkon zárványokkal, mellettük rabdofán (fehér szemcsehalmaz). DE–13. minta, metagránit. M.v.: 100 μm
Apatite grains with monazite and zircon inclusions, next to them two rhabdophane clusters (white). Sample DE–13 metagranite. Scale bar = 100 μm

D) Az előző kép részlete, nagyítva. A monacit fehér, a cirkon szürke, szögletes. M.v.: 10 μm
Part of the former picture, enlarged. Mnz is white, Zrn is grey, square. Scale bar = 10 μm

III. tábla – Plate III

A) Nagyobb monacitszemcsék muszkovit - leuchtenbergit - rutil lemezek közt. DE–6 minta, szürke kvarcit. M.v.: 100 μm
Big size monazite grains among muscovite-leuchtenbergite-rutile lamellae. Sample DE–6, grey quartzite. Scale bar = 100 μm

B) Kis monacitszemcsék halmaza kvarc és muszkovit mellett. DE-6 minta.M.v.: 100 μm
Cluster of small monazite grains next to quartz and muscovite. Sample DE-6. Scale bar = 100 μm

C) Florencit (szürke) monacitra nőve. DE–7 minta, szürke kvarcit. M.v.: 10 μm
Florencite (grey) grown on monazite. Sample DE–7 grey quartzite. Scale bar = 10 μm

D) Apatit monacit (nagyobb fehér) és cirkon (szögletes) zárványokkal, valamint xenotim lemezekkel. DE–19 minta, leukofillit. M.v.: 100 μm
Apatite with monazite (bigger white) and zircon (quadrangular) inclusions and xenotime lamellae. Sample DE-19 leucophyllite. Scale bar = 100 μm

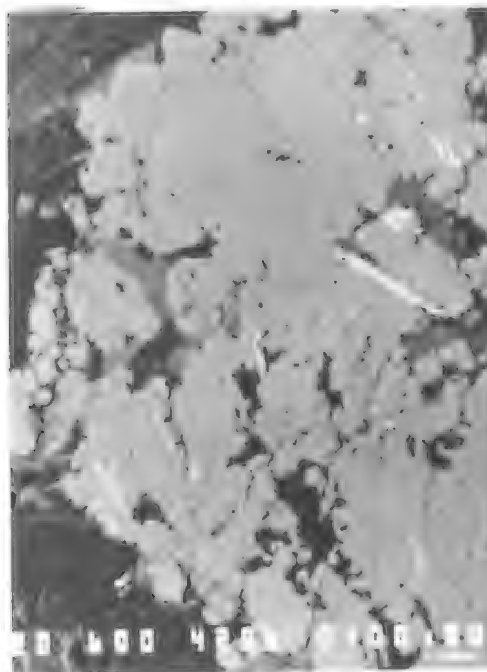
I. tábla – Plate I



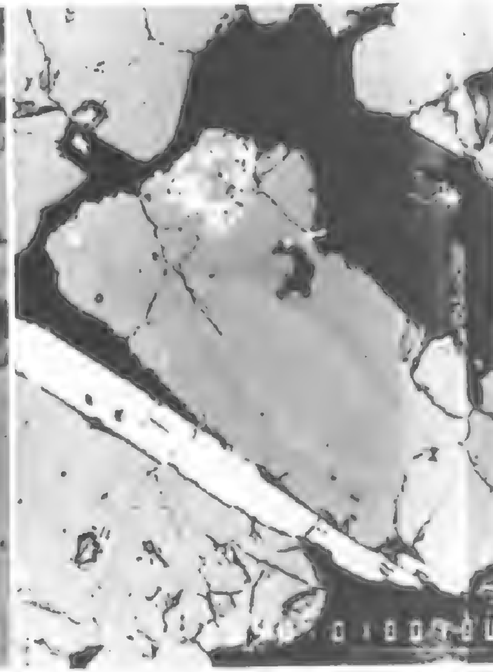
A



B



C



D

II. tábla – Plate II



A



B



C



D

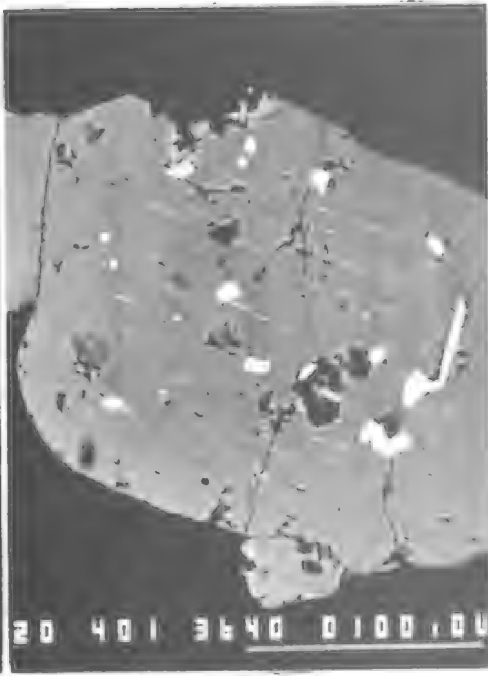
III. tábla – Plate III


A



B


C



D

Földtani Közlöny 129/2, 305–308 (1999) Budapest

Búcsú dr. KONDA Józseftől

(1929–1995)

BREZSNYÁNSZKY Károly[1]



Megrendülten álltunk 1995. július 28-án a Farkasréti temetőben kollégánk és tagtársunk, dr. KONDA József, a Magyar Állami Földtani Intézet egykori igazgatójának, a Magyarhoni Földtani Társulat választmányi tagjának hamvai előtt. Búcsúztattuk Őt az Intézet és a Társulat nevében.

KONDA József 1929. október 21-én született Budapesten. Szülei egyszerű, kétkezi munkásemberek voltak. Elemi iskoláit apja szülőfalujában, Ecseren végezte el, a polgári középiskolát pedig Budapesten. Apja korai halála miatt a család eltartásának nagyobb részét magára kellett vállalnia, így a háború után több munkahelyen dolgozott fizikai munkásként, és az Egyesült Izzó dolgozójaként általános műszerész szakképzettséget is szerzett.

1950-ben az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán geológus hallgató lett és szorgalmának köszönhetően tanulmányait jeles államvizsga eredménnyel fejezte be 1955-ben. Az egyetem elvégzése után a Magyar Állami Földtani Intézetbe került és ott mint tudományos segédmunkatárs dolgozott. Pár hónap után azonban kérésére, ipari munkakörbe, a Tokodi Mélyfúró Vállalathoz került át, ahol mint üzemi vezető geológus dolgozott. 1957-ben a Pécsi Uránércbánya Vállalathoz került, a központi bányászati kiértékelő csoport vezető geológusi munkakörébe. 1959 szeptemberében a vállalat ajánlásával került aspirantúrára. A Tudományos Minősítő Bizottság az aspirantúra időtartamára munkahelyéül a Magyar Állami Földtani Intézetet jelölte ki. Pályafutása ezentúl elválaszthatatlanul összefonódott az Intézettel. 1961. október 1-jétől 1970. január 1-jéig az Intézet igaz-

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

gatóhelyettese, 1970. január 1-jétől 1979. március 30-áig igazgatója, majd nyugállományba kerüléséig, 1990. december 30-áig tudományos tanácsadója volt. 1967-ben megszerezte a Föld- és Bányászati Tudományok kandidátusa minősítést, 1976-ban pedig az ELTE címzetes egyetemi docense lett.

Tudományos tevékenysége, a pályakezdés kisebb útkeresései után, a középhegységi jura időszaki képződmények vizsgálatára irányult. Elsőként alkotta meg a Dunántúli-középhegység, azóta korszerűsített, jura litosztratigráfiai táblázatát. Precíz megfigyeléseken, pontos, tárgyszerű dokumentáción alapultak munkái, ez jellemzi "A Bakony-hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata" című monografikus művét. Hozzákezdett a gerecsei jura hasonló jellegű feldolgozásához, az elhatalmasodó betegség azonban nem engedte befejezni a munkát.

Alapvető jelentőségű az ország díszítőkő készletének felmérése terén kifejtett munkássága. Ennek során számbavette az üledékes, a magmás és a metamorf kőzetek díszítőkő szempontból potenciális előfordulásait és elkészítette minden egyes kőzet és lelőhely minősítését. Mindezekről példaszerű dokumentációs anyag készült.

Igazgatói munkásságára az intézeti munka folyamatosságának biztosítására és a gazdasági, társadalmi igényekhez igazodó fejlesztésre irányuló törekvés volt a jellemző. Igazgatása alatt az Intézet tevékenységi köre kiszélesedett. Vezetői célkitűzése volt az ásványi nyersanyagkutatásra érdemes területek és a megkutatott készletek nyilvántartása, a regionális fejlesztések mérnöki előtervezéséhez szükséges földtani alapok biztosítása, a Balaton környékén és Budapest területén megindított építésföldtani térképezés végrehajtása, a korábban megkezdett regionális térképezési programok befejezése, a kutatások kiterjesztése a Vértes, a Gerecse, majd az Északi-középhegység területére. Gyakorlati eredményt hozott a Mecsek-hegységi feketekőszén, a Dorogi-medencében a Lencse-hegyi barnakőszén lelőhely, a Mátra-hegységben a recski mélyszinti ércesedés, a pulai, a várkeszői és a gércei olajpala előfordulások felismerése. A Központi Földtani Hivatal kezdeményezésére, az Intézet keretei között létrehozta az elsőfokú földtani szakhatósági feladatokat ellátó Területi Földtani Szolgálatok szervezetét.

Az Intézet hazai és külföldi kapcsolatainak fejlesztése során nemzetközi hidrogeológiai konferenciát és az UNESCO védnöksége alatt Nemzetközi Mérnökgeológiai Továbbképző Tanfolyamokat szervezett. Az Intézet az Ő igazgatósága alatt több sikeres nemzetközi expedíciót indított Mongóliába és Kubába.

Ez a sokrétű, nagy körültekintést és áldozatokat igénylő munka egész embert kívánt és Ő, igazgatóságának idején tudományos karrierjét alárendelte adminisztratív feladatainak.

Lényét az emberség, igazgatói cselekedeteit a szociális érzékenység hatotta át. Talán saját életének megpróbáltatásaira vezethető vissza, hogy különös figyelemmel kísérte és segítette bajba jutott, magánéleti problémákkal küzdő munkatársai életét.

Emléke munkáiban tovább él.

Konda József irodalmi munkássága

KONDA J. 1963: A Bakonyhegység jura időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. Kandidátusi disszertáció kivonata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1961**. *évről*, **1**, 217–226.

KONDA J. 1967: Biofáciesproblémák a középhegységi jurában. (I. – Ammonitico rosso). – A Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani Szakosztálya Paleoökológiai Kollokviumán bemutatásra kerülő előadások kivonata, kézirat, 1–8.

FÜLÖP, J., KONDA J. et al. 1968: Geology of the Transdanubian Central Mountains, Guide to Excursion 39 C Hungary. – International Geological Congress XXIIIrd Session Prague 1968. Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 548 p.

FÜLÖP J., GÉCZY B., KONDA J., NAGY E. 1969: Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. – Mediterrán Jura Kollokvium Budapest, MÁFI 567 p. (magyar, francia, német, orosz nyelven).

FÖLDVÁRINÉ VOGL M., KONDA J., NAGY E., NAGY L.-né 1969: A Földtani Intézet laboratóriumai. – 100 éves a MÁFI, Budapest, 266–274.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M., KONDA J., NAGY E., NAGY L.-né 1969: Laboratories of the Hungarian Geological Institute. – One hundred years of the Hungarian Geological Institute, Budapest, 245–253.

KONDA J. 1970: A Bakony-hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, **1/ 2**, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1–260.

KONDA, J. 1971: Ammonitico rosso and radiolarites in the Transdanubian Central Mountains jurassic. – *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, **54/2**, 423–427.

KONDA J. 1972: A földtani előkutatás helyzete és irányai a Magyar Állami Földtani Intézetben. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1970**. *évről*, Budapest, 5–12. (magyar, angol, orosz nyelven).

KONDA J. 1973: A Magyar Állami Földtani Intézet 1971. évi munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1971**. *évről*. 7–11. (magyar, angol nyelven).

KONDA, J. 1973: A post graduate training center refresher Colloquium in the fields of Stratigraphy and Mikropaleontology, 1971. – *Őslénytani Viták (Discussiones Paleontologicae)* **21**, 5–7.

KONDA J. 1974: A Magyar Állami Földtani Intézet 1972. évi munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1972**. *évről*. 7–14. (magyar, angol nyelven).

KONDA J. 1976: A Magyar Állami Földtani Intézet 1973. évi munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1973**. *évről*. 7–10. (magyar, angol nyelven).

KONDA J. 1976: A Magyar Állami Földtani Intézet 1970–1974. években végzett munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1974**. *évről*, 7–20. (magyar, angol nyelven).

KONDA J. 1977: A Magyar Állami Földtani Intézet 1975. évi munkája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1975**. *évről*, 9–11. (magyar, angol, orosz nyelven).

KONDA J. 1978: A földtani előkutatás időszerű feladatai és a Magyar Állami Földtani Intézet 1976. évi munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1976**. *évről*, 9–36. (magyar, angol, orosz nyelven).

KONDA J. 1979: A Magyar Állami Földtani Intézet 1977. évi munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1977**. *évről*. 9–15. (magyar, angol, orosz nyelven).

KONDA J. 1979: A földtani előkutatás szerepe az ásványi nyersanyagok feltárásának tudományos megalapozásában. – *Geonómia és Bányászat, A Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei*, **12/13**, p. 223.

KONDA J. 1980: A Magyar Állami Földtani Intézet 1978. évi munkája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az* **1978**. *évről*, 9–28.

CSEH-NÉMETH, J., KONDA, J. GRASSELLY, Gy. SZABÓ, Z. 1980: Sedimentary manganese deposits of Hungary. – Manganese deposits on Continents, Vol. II., Akadémiai Kiadó, Budapest, 199–221.

KONDA J., VÉGH S.-né 1981: Kirándulásvezető a Gerecse-hegységi mezozóos karbonátos összletek vizsgálatának újabb eredményei és hasznosításának kérdései tanulmányúthoz. –Magyarhoni Földtani Társulat Budapesti Területi Szervezete kiad. Budapest, 1–17., 1 ábra.

MÉSZÁROS M., KONDA J., SZABÓ A. 1983: Ásványi nyersanyagaink felhasználásának lehetősége a díszítőkőiparban. – Szilikáttechnika 1983. évf. 1. sz. 8–15., 7 ábra, 4 tábl. 2 térkép.

KONDA J., MÉSZÁROS, M. 1984: A magyarországi építő-díszítőkőkutatás stratégiája és eredményei. – *Földtani Kutatás* **27/1**, 43–54.

KONDA, J. et al. 1984: Lókút hill. – International Geological Congress XXVIIth session, Moscow, USSR, Excursion 104 Mesozoic formations in Hungary, Budapest, p. 69–72. (magyar, angol, orosz nyelven).

Földtani Közlöny 129/2, 309–312 (1999) Budapest

Hírek, ismertetések

Vitéz MISKEY Kálmán 1927–1998

Megdöbbenve és többen hitetlenkedve vettük a szomorú hírt, hogy vitéz MISKEY Kálmán rövid, de súlyos szenvedés után 72. életévében 1998. július 26-án Egerben elhunyt. Az alábbiakban saját kezű önéletrajzából idézünk:

"1927. július 6-án születtem régi bányász családból. Apai ágon nagyapám a selmecbányai Ferenc akna szállítógépésze volt, anyai ágon nagyapám Selmecbányán végzett bányamérnök (HAFFNER Ferenc), édesapám Selmecen, majd az első világháború miatt Sopronban fejezte be a bányamérnöki egyetemet.

Az elemi iskolát Mizserfa bányatelepen végeztem, gimnáziumi érettségi bizonyítványt Egerben kaptam. Egyetemi tanulmányaimat Sopronban végeztem és 1950-ben nyilvánítottak okleveles bányamérnökké. 1964-ben elvégeztem a bányaipari gazdasági mérnöki szakot. 1950. augusztus 15-től 1952-ig Rudabányán üzemmérnöki, majd üzemvezető helyettesi, 1952–1954-ig a Gyöngyösoroszi ércbányánál üzemvezetői, 1954–1961-ig az Úrkúti Mangánércbányánál körzeti üzemvezetői és főmérnöki, 1961–1976-ig a Mátrai Ásványbányánál – az összevonás után – a Mátrai Érc- és Ásványbánya Vállalatnál műszaki-termelési-értékesítési-szállítási osztályvezetői, 1976–1985-ig műszaki-termelési-értékesítési-területi főmérnöki-főmérnök helyettesi beosztásokban dolgoztam. 1985-től nyugdíjasként tevékenykedem, többek között OBF szakértőként. Folyamatosan foglalkozom – származásom és ebből adódó hagyománytiszteletem miatt is – a bányászattörténeti emlékek felkutatásával, begyűjtésével és az anyagtól függően, bányászati múzeumokban történő elhelyezésével."

Édesapja posthumus kapta meg a vitézi címet, amit édesapjától Ő örökölt. Az egri ciszterci gimnáziumban bekapcsolódott a cserkész mozgalomba és – mint volt cserkésztiszt – betegsége súlyossá válásáig részt vett a mozgalomban. Ásvány- és bélyeggyűjtő volt. Az ásványokat selmecbányai "örökségként" gyűjtötte, a bélyeggyűjtés terén is családi hagyományként lett a bányászati-kohászati-geológiai motívumok legnagyobb magyarországi gyűjtője, és 1972 óta az ország egyedüli képviselője a "Philatelistisches Motiv-Mitteilungblatt der FIP-Motivgruppe, Bergbau-Erdöl-Geologie" szakosztálynak.

Bármibe kapcsolódott be, igyekezett minden téren tökéletes munkát végezni. Önéletrajzában írta, hogy a felsorolt és fel nem sorolt tevékenységek miatt "kevésnek bizonyult a rendelkezésemre álló napi 24 óra".

Szókimondása és őszinte véleménynyilvánítása miatt az 1956-os forradalom után Kistarcsán megismerhette az akkori hatalom bánásmódját.

Hamvait az egri Bazilika altemplomában helyezték örök nyugalomra, ahol a gyászszertartást dr. KOVÁCS András egri püspök, egykori osztálytársa celebrálta. A Vitézi Rend, az 56-os szövetség és a cserkészcsapat után az OMBKE Mátrai Szervezete és a MABÉOSZ részéről dr. KUN Béla, az Alma Mater és a MAB Bányásztörténeti Munkabizottság részéről – aminek régi tagja volt – dr. ZSÁMBOKI László mondott búcsúztatót. Hamvait a bányász himnusz zenéjére az OMBKE Mátrai Szervezete tagjainak sorfala között vitték a temetkezési helyig, az altemplom urna-faláig.

dr. KUN Béla

Bányász-Kohász-Földtan konferencia Szovátán

1999. február 19-21. között Bányász-Kohász-Földtan konferenciát rendeztek Szovátafürdőn a Teleki Oktatási Központban, amely a magyar pedagógus-egyesület tulajdonában van.

A konferencia rendezője az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT) Bányász-Kohász Szakosztálya volt. Ez a társaság 1990-ben alakult. A Bányász-Kohász Szakosztály is megalakult 1990-ben, de tevékenysége komolyabb lendületet újra 1997-ben vett. A most megrendezett Bányász-Kohász-Földtan konferencia célja az előzetes körlevél szerint a következő volt: "A romániai magyar és a magyarországi szakemberek kapcsolatfelvétele, tapasztalatcseréje, az általuk képviselt intézmények és vállalatok együttműködésének kezdeményezése".

Február 20-án délelőtt plenáris ülés volt, délután 3 szekcióban folyt tovább az ülés. Február 21-én kirándulás volt a parajdi sóbányába. A Földtan szekció szakmai szervezője és levezető elnöke WANEK Ferenc kolozsvári geológus és egyetemi előadótanár volt. A szekcióülésen WANEK Ferenc javaslatára a jelenlevők elhatározták, hogy az EMT Bányász-Kohász Szakosztálya alakuljon át *Bányász-Kohász-Földtan Szakosztállyá.* Ez a szakosztály lenne a jövőben a földtan romániai magyarnyelvű szakmai szervezete, amelyben a földtan egyelőre nem önállóan, hanem a rokon szakmákkal közösen kapna helyet.

A konferenciának mintegy 100–150 résztvevője volt, ebből a földtani szekcióülésen több mint 50-en vettek részt. A magyarországiak részvétele nagyszámú és magas szintű volt. Örvendetes volt látni, hogy szinte teljes létszámban jelen voltak azok a magyar nemzetiségű geológus hallgatók, akik a kolozsvári Babes-Bolyai Tudományegyetemen 2 éve újra megindult magyarnyelvű oktatásban vesznek részt, és azok is, akik tagjai a WANEK Ferenc által a kolozsvári egyetemen a geológus hallgatókból szervezett GEKKO nevű szakmai diákegyesületnek.

A plenáris ülésen 6 előadás hangzott el. A bányászati előadások közül érdekes volt LUKÁCS Ferenc előadása "A sóbányászat jelene és jövője" címmel. A plenáris előadások közül kettő volt földtani tárgyú.

KOVÁCS-PÁLFFY Péter bevezetőben az agyagásványok szerkezetét foglalta össze, majd elsősorban a Kárpát-medence harmadidőszaki bentonitjain végzett vizsgálatait ismertette. Külön hangsúlyozta a laboratóriumi vizsgálatok technológiai jelentőségét. Végül röviden kitért az agyagásvány-kutatás más földtani alkalmazásaira is (pl. paleo-talajok, diagenezis, kisfokú metamorfózis stb.). Az előadás sikerét mutatja, hogy többen ajánlottak együttműködést, mind Magyarországról, mind Romániából, nemcsak földtani, hanem kohászati témákban is.

WEISZBURG Tamás, aki jelenleg az Európai Mineralógiai Unió főtitkára, az ásványtan globális és lokális perspektíváiról, az ásványtani tevékenység különböző szempontú felosztásairól beszélt. Az ásványtant nem a földtan egy részdiszciplínájának, hanem önálló, egyenrangú tudománynak tekintette. A három rokon témájú konferencia tárgykörét egy 18. századi szó felelevenítésével *montanisztikának* nevezte, ez a név ráillene a most megalakítandó szakosztályra is.

A Földtan szekcióban 6 előadás hangzott el.

VICZIÁN István "Középső-triász vörös agyagok ásványtani vizsgálata a Balaton-felvidéken és a Bükk hegységben" címmel tartott előadást. A dolgozat társszerzői FÖLDVÁRI Mária és KOVÁCS-PÁLFFY Péter voltak.

EGERER Frigyes, a Miskolci Egyetem Ásványtani Tanszékének tanszékvezetője a tanszéken folyó kutatási témákat ismertette.

GÁL Ágnes a budapesti ELTE Ásványtani Tanszékén doktoráló erdélyi egyetemi hallgató a Nagyág környéki kvarcokon végzett vizsgálatairól beszélt. A morfológiai típusok más-más összetételű fluid-zárványokat tartalmaztak és más keletkezési viszonyok között jöttek létre (a rendszer felforrása, hígulás).

PAPUCS András és GÁL Judit kolozsvári egyetemi hallgatók Koppánd és Tordatúr környékének ásványait ismertették. Már KOCH Antal óta ismertek a bádeni mészkő üregeiben levő szép barit és cölesztin kristályok. Az ofiolit-sorozatba sorolt magmatitokban erőteljes szeladonitosodást, valamint kvarc-kalcit-zeolit-pirit posztgenetikus ásványtársulást mutattak ki.

BÖRÖCZKY Tamás "A bauxitkutatás új eredményei és perspektívái Magyarországon" címmel tartott előadást (társszerző: ifj. VARGA Gusztáv). Beszámolt az 1996 óta magánkézben levő Bakonyi Bauxitbánya Kft. kutatási tevékenységéről. Az előadásban különösen érdekes volt az barokon jelentős mennyiségben előforduló mangános bauxit, amely jellegzetes sötét lilásvörös színű, és MnO tartalma elérheti a 10%-ot is.

GYŐRFI András (MOL) áttekintést adott a kőolajkutatás korszerű irányzatairól. Az előadás korszerűségét biztosította, hogy a szerző ezt megelőzően franciaországi továbbképzésen vett részt a témában.

WANEK Ferenc negyedkori kagylósrák (ostracoda) kutatásairól számolt be. A kutatások nagyon érdekes tektonikai eredményre vezettek: a Kárpát-kanyar külső részén a negyedkori rétegek nagyon kivastagszanak (több száz m-re), a Kárpátokon kívüli és a rétegtanilag korrelálható belső-kárpáti negyedkori medencék aljzata között jelenleg a magasságkülönbség megközelíti az 1000 m-t.

Örvendetes, hogy a romániai magyarság helyzetének javulása lehetővé tette egy ilyen szakmai konferencia magyar nyelven való megrendezését. A szervezés, a számítógéppel való ellátottság, a résztvevők és az előadások szakmai színvonala jó volt, a bevezetőben megfogalmazott célt messzemenően elérte.

VICZIÁN István

Könyvismertetés

1998. november 10-én a LITEA Könyvesbolt Teázó helyiségében mutatták be

SRÁGLI Lajos: A Maort Olaj-gazdaság-politika című

az ÚTMUTATÓ Kiadó gondozásában megjelent könyvet, mely a VÁLTOZÓ VILÁG Többnyelvű Könyvtár 22. kötete.

A magyarországi ipari méretű kőolajbányászat története méltán tarthat számot a nagyközönség érdeklődésére. E kis ország számára az eredményt, hogy kőolajtermelő országgá válhatott, szakembereinek kitartása, felkészültsége hozta meg. A Trianon után nyersanyaglelőhelyek nélkül maradt országban, számos kudarc után, 1937-ben sikerült felfedezni az első jelentősebb szénhidrogénmezőt. A következő évtől, 1938-tól – amikor az első jelentős hazai olajtársaság a MAORT létrejött – napjainkig tartó út a jelenlegi nemzeti olajvállalat, a MOL Rt. előtörténete. Ennek első évtizedét elemzi ez a mű, valamint azt a folyamatot, amelyben az ország életbenmaradásáért folytatott harc összefonódik a kőolajlelőhelyek feltárásáért való küzdelemmel. A könyv lapjain feltáruló kép nemcsak egy iparág születésének első fejezete, hanem a magyar gazdaság és politikatörténet egy meghatározó jelentőségű korszakának bemutatása. E monografikus igénnyel megformált mű nem könnyű olvasmány, de értékes és fontos adalék 20. századi történelmünkhöz. Feldolgozása elsősorban levéltári forrásokon (a szerző 1979-től a Zalaegerszegi Magyar Olajipari Múzeum történész munkatársa, jelenleg igazgató helyettese) alapszik és a következőkre kíván választ adni:

Mit jelentett a trianoni Magyarországon a kockázatot vállalni hajlandó működő tőke és a világszínvonalat képviselő technológia megjelenése?

Mit jelentett Magyarországon a dunántúli kőolajmezők felfedezése?

Mivel tudott hozzájárulni a magyar tudomány, a magyar tudós ahhoz, hogy az olajipar kilábaljon a válságból, s mi volt a szerepe az olajipar kifejlesztésében?

Miként tudott működni egy vállalat, ha nem akart idegen háborús érdekeket kiszolgálni?

Mit jelentett a cégnek a háború utáni kiszolgáltatottság?

Mik voltak az egyik legnagyobb magyarországi koncepciós per – a MAORT per – előzményei és következményei?

A hét fő fejezetből álló könyv első fejezete az 1938. előtti magyarországi kőolajkutatásokat mutatja be, a II. fejezet "A MAORT létrehozása" címet viseli. A könyv záró fejezete a MAORT pert mutatja be.

Biztos vagyok abban, hogy a magyarországi olajipar egyik meghatározó vállalkozásának bemutatása nem csak a szakmai körökben fog érdeklődést kiváltani.

dr. HORN János

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, illetve angol nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Az elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kéziratok lehetnek: értekezések, rövid közlemények, könyvismertetések, vitairatok. Ez utóbbiak a vitatott cikkek megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. Ez esetben a szerzők lehetőséget kapnak arra, hogy válaszukat a vitázó cikkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmányok csak abban az esetben közölhetők, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A mindenkori tényleges nyomtatási költség 2/3-ának megfelelő pénzügyi támogatás esetén a szakmailag megfelelő minőségű cikk vagy önálló kötet közreadási preferenciát élvez.

A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, mindkét esetben magyar és angol összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás az elfogadás után is elkészíthető, és ez a szerző feladata.

A magyar (és/vagy angol) nyelvű kéziratot három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelménnyé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell mellékeni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat benyújtható, de elsősorban a Word változatok használata javasolt. A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát. A kézirat részei (**kötelező**, javasolt):

a) **Cím**	g) A téma kifejtése - megfelelő alcím alatt (diszkusszió)
b) **Szerző(k), postacímmel**	h) **Eredmények, következtetések**
c) **Összefoglalás**	i) Köszönetnyilvánítás
d) **Bevezetés, előzmények**	j) **Hivatkozott szakirodalom**
e) Módszerek	k) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
f) Adatbázis, adatkezelés	l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számok jelölik. Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126x196mm) kell elkészíteni. Kihajtós táblázat nem, kihajtós térkép is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítása a szerző feladata.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával lehet hivatkozni az alábbi példák szerint: RADÓCZ (1974) Galácz & VÖRÖS (1972), KUBOVICS et al. (1987).

Példák a bibliográfiai adatok közlésére:

a) cikkek: JASKÓ S. 1986: A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – *Földtani Közlöny* **118/4**, 325–332 (in Hungarian with English abstract).

b) kötetben közölt tanulmányok: BENSON, R.H., GOULD, S.J., SMITH, W.A. 1984: Perfection, continuity and common sense in historical geology. – In: BERGGREN, W.A., VAN COUVERING, J.A. (Eds): *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism.* Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek: FÖLDVÁRY, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. – World Scientific, Singapore, 571 p.

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák, stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendők. Ennek hiányában a kéziraton kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni. Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 129. 2. 1999

Tartalom – Contents

tisza
NYOMDA KFT